

UNIVERSITY OF HAWAII
LIBRARY

Publié avec le concours financier de l'U. N. E. S. C. O.

FEB 13 '62

Bulletin volcanologique

ORGANE DE

l'Association de Volcanologie

de l'Union géodésique et géophysique internationale

Publié par le Secrétaire général

FRANCESCO SIGNORE

Série II — Tome XVII

Comptes rendus
de la X^e Assemblée Générale à Rome
14 - 25 Septembre 1954
II^e Partie

B. V.

NAPOLI

STABILIMENTO TIPOGRAFICO FRANCESCO GIANNINI & FIGLI
Via Cisterna dell'Olio
1955

Printed in Italy

BULLETIN VOLCANOLOGIQUE

Organe de l'ASSOCIATION DE VOLCANOLOGIE
de l'Union géodésique et géophysique internationale.

Série II - Tome XVII - 1955

CONDITIONS DE PUBLICATION

1. Commission de Publication — La Commission de Publication est constituée par le Comité exécutif de l'Association de Volcanologie de l'Union géodésique et géophysique internationale :

Élections de Rome, 1954. Président: Prof. A. RITTMANN (Suisse); V. Présidents: Prof. G. C. GEORGALAS (Grèce) et Prof. L. GLANGEAUD (France); Secrétaire général: Prof. F. SIGNORE (Italie).

2. Correspondance — Pour toute communication relative au Secrétariat général de l'Association internationale de Volcanologie et à la rédaction adresser: Prof. F. SIGNORE, Via Tasso, 199. Napoli - (Italie).

3. Insertions — Seuls sont insérés, s'il y a lieu, les articles ayant pour auteurs les Membres des Comités nationaux et des Sections volcanologiques et les Volcanologistes délégués officiels aux Assemblées générales de l'Union, ou les articles d'autres présentés par ces personnalités.

Les opinions et théories émises n'engagent que leurs auteurs.

Les textes adressés au Secrétaire doivent être *dactylographiés*, au recto seulement, *sous leur forme définitive*, les figures bien dessinées, de préférence sur carton blanc du type bristol, prêtes à être reproduites par clichage typographique. Il est avantageux de les faire dessiner plus grandes qu'elles ne doivent l'être dans le Bulletin.

Les originaux des articles et dessins ne sont pas rendus.

4. Bibliographie — Toute publication adressée au Secrétaire fera l'objet d'un compte rendu sommaire analytique (non critique). Les auteurs sont priés de joindre eux-mêmes ce compte rendu à la publication, en lui donnant une étendue proportionnée à l'importance de celle-ci.

(Voir la suite à p. 3 de la couverture)

Publié avec le concours financier de l'U.N.E.S.C.O.

Bulletin volcanologique

ORGANE DE

l'Association de Volcanologie
de l'Union géodésique et géophysique internationale

Publié par le Secrétaire général

FRANCESCO SIGNORE

Série II — Tome XVII

Comptes rendus
de la X^e Assemblée Générale à Rome
14 - 25 Septembre 1954
II^e Partie

B. V.

NAPOLI
STABILIMENTO TIPOGRAFICO FRANCESCO GIANNINI & FIGLI
Via Cisterna dell'Olio
1955



Digitized by the Internet Archive
in 2023 with funding from
Kahle/Austin Foundation

A. RITTMANN

Sur une enclave volcanique trouvée par A. Amstutz dans les Pennides

(Avec 2 planches)

Au sud d'Aoste, dans les gneiss de la nappe Emilius, entre l'Alpe Grauson-nouveau et l'Alpe Tsesère, à environ 250 m au sud de cette dernière et 40 m à l'ouest du sentier, A. AMSTUTZ m'a fait observer en 1952 une dizaine d'enclaves verdâtres disséminées irrégulièrement dans des gneiss albitiques. Ces enclaves, qu'il considérait comme étant probablement des projections volcaniques dans des tufs, avaient des bords nets et tranchés, arrondis ou angulaires, et des formes plus ou moins ovoïdes ou aplatis, dont les dimensions varient de 2 ou 3 cm à env. 20 cm.

Ci dessous, l'étude de celle qu'il avait prélevée.

Au premier abord elle ressemble aux inclusions ophiolitiques que l'on rencontre parfois dans les gneiss de l'Emilius, mais elle s'en distingue par son aspect aphanitique et par de petites vacuoles alignées, vides, dans les parties internes de l'enclave aussi bien que près des bords. Elle présente en outre une texture fluidale, bien différente des textures rubannées ou plissotées de certaines roches métamorphiques. Une analogie frappante apparaît donc entre la roche constituant cette enclave et certaines laves fluidales et vacuolaires, analogie que montre la figure ci-jointe.

Dans son ensemble cette enclave est verdâtre, les diverses traînées fluidales variant cependant d'un vert foncé à des teintes claires, brunâtres ou vert-grisâtres. Avant d'être brisée, elle avait la forme d'une galette oblongue, aplatie, atteignant 20 cm dans sa plus grande dimension. Des lamelles de muscovite étaient plaquées sur la majeure partie de l'en-

clave, mais sur les bords terminaux, correspondant à des ombres de pression, se trouvaient des queues de quartz montrant bien que l'enclave était plus rigide que la roche encaissante lors des mouvements tectoniques.

L'examen microscopique de cette enclave montre que la texture fluidale est due à une variation de structure, de grain et de composition minéralogique des différentes parties de la roche; mais on y distingue surtout deux types de schlieren, de traînées fluidales, la transition de l'un à l'autre étant en général plutôt brusque.

Le premier type, brunâtre à l'oeil nu, montre sous le microscope une structure porphyrique, vraisemblablement protoclastique, peut-être un peu cataclasée ultérieurement, avec des phénocristaux souvent fragmentés d'augite. Celle-ci est incolore ou parfois un peu vert-jaunâtre. D'après ses propriétés optiques elle se range entre les augites plus ou moins sodiques des volcanites de la série alcaline (atlantique) et les augites fassaïtiques des métamorphites. Son caractère le plus apparent, dans la plupart des sections, est l'extinction chromatique à couleurs d'interférence anomalies dues à la forte dispersion des bissectrices et de l'un des axes optiques. Quant à la masse fondamentale, elle contient quelques microlites augitiques dans un amas très finement grenu d'albite avec très peu de séricite et quartz.

Le deuxième type, variant à l'oeil nu du vert-grisâtre au vert-foncé, se compose essentiellement d'actinote et d'albite, accessoirement de sphène en forme d'oeufs d'insectes, d'épidote, chlorite, muscovite, quartz, apatite et magnétite. Le grain est généralement si fin que les cristaux se superposent en coupe mince, mais il y a pourtant des schlieren, des traînées, à grain suffisamment grand pour permettre une détermination quantitative des minéraux. L'amphibole actinotique est pléochroïque, avec ng: vert un peu bleuâtre, nm: vert-foncé, np: vert-jaunâtre, $2V$ env. -80° et $ng/c = 18-19^\circ$. L'albite, maclée, est partout poeciloblastique. L'épidote est plutôt rare, en cristaux zonés et pléochroïques, avec ng: jaune-verdâtre, np: incolore. La chlorite, très rare, est pléochroïque, avec ng: vert-olive et np: vert-jaunâtre; elle contient

des résidus de biotite. Les autres minéraux présentent les propriétés habituelles.

C'est surtout dans les schlieren du second type que se trouvent les vacuoles, dont les dimensions varient de quelques dixièmes de mm à quelques mm. Quelques-unes sont bien arrondies, tandis que d'autres, surtout parmi les grandes, sont plus ou moins étirées, allongées. On y trouve parfois des octaèdres de magnétite et de petites rosettes de biotite implantées sur les parois, tout-à-fait analogues à celles que l'on observe si souvent dans les vacuoles de laves trachytiques, rhyolitiques et dacitiques récentes. Cette analogie est encore renforcée par le fait que la biotite brun-jaunâtre est biaxe et montre une très forte dispersion de l'angle des axes optiques, si fréquente dans les biotites d'origine pneumatolytique.

En confrontant les deux types de schlieren dont nous venons de parler, il apparaît clairement qu'il ne s'agit pas là de deux roches différentes mélangées mécaniquement, mais bien de deux faciès d'une même roche. En effet, le premier type correspond à une roche volcanique qui n'a guère été métamorphosée, tandis que le second a subi une épimétamorphose durant laquelle l'augite, en réagissant avec un peu de quartz, a été transformée en actinote avec création simultanée d'un peu de sphène, d'albite et d'épidote; le feldspath original, très sodique, se transformant en albite pure, avec un peu de clinozoïsite et muscovite.

Ce qui précède montre que les deux types de schlieren doivent avoir la même composition chimique. L'analyse pouvait donc être faite globalement sur ces deux parties de la roche. En voici les résultats, selon l'ing. J. LUKINS.

SiO_2	55,09 %	Norm
Al_2O_3	10,19	Q 7,86
Fe_2O_3	5,24	or 4,45
FeO	5,36	ab 36,68
MnO	0,32	an 6,12
MgO	4,10	wo 18,21
CaO	10,68	en 10,23
Na_2O	4,35	hy 2,11
K_2O	0,74	mt 7,66
TiO_2	2,40	il 4,56
P_2O_5	0,51	ap 1,18
$\text{H}_2\text{O} +$	0,89	
	99,87	

En se basant sur l'analyse chimique et sur les restes de minéraux originaux encore discernables en coupe mince, on peut calculer approximativement le mode du faciès volcanique de l'enclave. Il en résulte la composition minéralogique suivante:

quartz	env. 7 %
anorthose ($\text{Or}_{11}\text{Ab}_{77}\text{An}_{12}$)	39
augite ($\text{Wo}_{35}\text{En}_{25}\text{Hy}_{15}\text{Ac}_{15}\text{Ts}_{10}$)	45
titanomagnétite et similaires	8
apatite	1

ce qui correspond à une roche pantelléritique fémique, avec un rapport A : C : Q = 6,8 : 0 : 1,2.

La même analyse chimique permet de calculer le mode du faciès épimétamorphique comme suit:

quartz	env. 6 %
albite	32
muscovite	6
épidote	4
actinote	40
sphène	6
apatite	1
calcite	5

C'est donc une amphibolite actinotique, avec quartz et muscovite, qui est l'équivalent épimétamorphique de la pantellérite féminique. En confrontant les résultats de ces calculs avec les deux types de schlieren que nous venons de décrire, on voit immédiatement que la composition minéralogique de l'enclave est intermédiaire entre les deux faciès et que les schlieren du premier type ont encore des traits caractéristiques du faciès volcanique.

D'après ces données, la roche originelle correspondrait à une espèce de pantellérite, c.à.d. à une rhyolite sodique très féminique = dark soda-rhyolite selon mes tables déterminatives, avec un caractère atlantique prononcé, ayant une valeur $p = 45^{\circ}$).

Il est évident que la composition chimique actuelle de la roche ne doit pas être rigoureusement identique à celle de la volcanite originelle, qui contenait probablement un peu plus de potasse, mais la différence ne peut être que faible, et en tous cas pas assez importante pour modifier l'appellation que j'ai donnée à cette roche.

Toutes les constatations précédentes montrent que cette enclave est un bloc projeté volcanique, un fragment d'une coulée de lave pantelléritique, fluidale et vacuolaire, qui a été arraché des parois de la cheminée par une explosion et projeté, sans doute avec d'autres matériaux pyroclastiques, hors de l'appareil volcanique.

Voyons maintenant pourquoi il ne faut pas trop s'étonner de la conservation si parfaite des vacuoles de cette enclave, au travers du métamorphisme alpin. Et voyons aussi comment s'explique le fait que c'est justement la partie contenant les vacuoles qui a subi une transformation épimétamorphique, tandis que la partie pauvre en vacuoles, mais visiblement broyée, n'a guère été altérée.

En étudiant les coupes minces de laves récentes, acides ou intermédiaires, à texture fluidale très prononcée, on constate souvent que les schlieren sont formées alternativement de parties largement cristallisées, contenant des

^{*)} Voir A. RITTMANN: *Nomenclature of volcanic rocks*. Bull. Volcanologique, Série II, Tome XII, Napoli 1952.

phénocristaux plus ou moins broyés par protoclase, et de parties très vitreuses, pleines de bulles de gaz, souvent avec des traînées de microlites qui évitent, qui contournent les vacuoles. Or, les phénomènes observés dans notre enclave s'expliquent aisément lorsqu'on se dit qu'elle avait à l'origine une telle texture, car c'est évidemment le verre, extrêmement instable, qui peut se transformer très rapidement, tandis que les parties cristallisées sont bien plus résistantes à des variations de conditions et ne se transforment guère lorsqu'elles ne sont pas soumises à des stress suffisants pour produire des cisaillements à l'échelle submicroscopique. La persistance des vacuoles dans l'enclave en question prouve que de telles déformations n'ont pas eu lieu, et le grain extrêmement fin des parties métamorphosées confirme l'absence de stress qui auraient facilité la recristallisation. D'autre part, c'est ce grain fin même qui corrobore ce que j'ai dit plus haut à propos d'origine. Car, dans un verre qui commence à cristalliser, se forment des quantités énormes de germes cristallins qui se heurtent, se limitent réciproquement dans leur accroissement, ne pouvant donner ainsi qu'un grain très fin, tandis que les parties microlitiques doivent dans les mêmes conditions se transformer en amas de cristaux à grain plus grossier. Or, c'est exactement ce que l'on observe dans les coupes minces de notre enclave.

Comment se fait-il qu'une enclave dans des gneiss épizonaux ait pu échapper à l'action déformante des stress auxquelles tout l'ensemble a été soumis ? C'est parce que cette enclave a dû être très rigide, très compétente, par rapport aux roches encaissantes. Celles-ci ne pouvaient évidemment être ni des laves, ni des sédiments ultérieurement diagénésés, car, dans ce cas, leurs propriétés mécaniques auraient été trop voisines de celles de l'enclave même.

En considérant, par contre, l'enclave comme tombée dans des cendres volcaniques ou même dans des tufs ignimbritiques, on peut se dire que même dans la diagénèse et l'épimétamorphose qui a suivi, cette enclave est restée plus rigide que le milieu enrobant. Car les tufs cinéritiques, même fortement diagénésés et, partant, devenus solides et résistants

à la compression (de manière à fournir d'excellents matériaux de construction), restent toujours très poreux et sont fragiles et friables lorsqu'ils sont soumis à des forces cisaillantes. En outre, il faut bien s'en rendre compte, le processus de l'épimétamorphose sur des tufs rhyodacitiques comporte aussi une facile déformabilité de la roche et son adaptation aisée aux mouvements tectoniques, soit par la création abondante de paillettes de muscovite et par les multiples translations qu'elle permet le long des clivages, soit par la forte tendance de l'albite à recristalliser et par la mobilité que cet élément essentiel donne ainsi à l'ensemble de la roche.

L'étude du gneiss albitique, dans lequel l'enclave en question a été trouvée, montre d'ailleurs, par d'autres raisons aussi, qu'il s'agit bien d'un tuf volcanique épimétamorphosé.

A l'œil nu, c'est un gneiss gris-clair dans lequel on reconnaît facilement la muscovite et des agrégats quartzofeldspathiques finement grenus contenant de petits grains de minéraux gris-verdâtres. La texture est typiquement gneissique, non rubannée.

En coupe mince, l'albite apparaît en phénoblastes atteignant parfois 4 mm, la moyenne ne dépassant cependant pas 2 mm. En général ils ne sont pas macrés, mais criblés d'inclusions de tous les autres minéraux constituant la roche. Rares sont ceux d'entre eux qui montrent des macles lamellaires selon les lois de l'albite et de la péricline; ils sont alors moins poecilitiques et contiennent jusqu'à environ 8 à 10 % d'anorthite. Le quartz se trouve surtout en grains irréguliers, en majeure partie inclus dans l'albite; par endroits il forme quelques petits agrégats granoblastiques englobant des lames de muscovite. Celle-ci est abondante et disséminée dans toute la roche en cristaux isolés ou sous forme de petits amas à structure lépidoblastique. L'épidote, en grains ou prismes arrondis, est fortement zoné, avec des noyaux clinozoïtiques et des bords plus ferriques, mais guère pléochroïques en jaune-pâle et incolore. Le minéral le plus intéressant est sans doute l'amphibole, qui se présente en petits phénoblastes prismatiques, faits de deux variétés, en accroissement parallèle. Les parties centrales consistent le plus souvent en

une hornblende caractérisée par ng: brun-verdâtre foncé, nm: brun foncé, np: brun-verdâtre, avec $ng/c = \text{env. } 40^\circ$, $2V$ étant négatif et grand. Il s'agit donc de restes d'une hornblende cataphorique, caractéristique des roches magmatiques alcalines, mais inconnue jusqu'ici dans les roches métamorphiques !

Dans cet épigneiss-ci elle est évidemment un résidu instable, la majeure partie de cette hornblende originelle étant transformée en une hornblende actinotique sodifère caractérisée par ng: bleu-verdâtre foncé, nm: vert-gris-bleuâtre, np: vert-pâle, $ng/c = 18^\circ$, $2V$ env. -80° . Cette amphibole secondaire forme des pseudomorphoses se terminant souvent en pinceaux, et aussi de tout petits cristaux aciculaires inclus dans l'albite. En outre, il y a dans cette roche un peu de chlorite très pléochroïque, qui contient parfois encore des résidus de biotite. Comme accessoires, le sphène, l'apatite et la magnétite.

L'analyse chimique, exécutée par J. LUKINS, a donné:

	73,21	Norms	I	II
SiO ₂	73,21			
Al ₂ O ₃	14,29	Q	40,32	28,13
Fe ₂ O ₃	1,46	or	13,62	21,68
FeO	0,83	ab	28,30	35,24
MnO	0,08	an	8,76	8,40
MgO	0,55	C	3,06	—
CaO	2,04	en	1,40	1,36
Na ₂ O	3,34	hy	—	0,52
K ₂ O	2,30	mt	1,86	2,09
TiO ₂	0,39	hm	0,16	—
P ₂ O ₅	0,20	il	0,76	—
H ₂ O +	1,23	tn	—	0,96
	99,92	ap	0,49	0,48

La composition chimique de ce gneiss albitique correspond à celle d'une rhyodacite légèrement altérée. Or, on sait qu'il n'est guère possible de trouver des cendres rhyodacitiques absolument fraîches. Toujours une certaine altération due à l'hydrolyse se manifeste par un excès d'aluminium (C), selon ce processus de muscovitisation:



En s'imaginant ce processus annulé par réintégration de la sanidine, on aurait la composition normative de la colonne II ci-dessus. Modalement, elle correspond environ à la composition suivante:

quartz	29 %
sanidine ($\text{Or}_{67}\text{Ab}_{33}$)	28
oligoclase ($\text{Ab}_{80}\text{An}_{20}$)	35
biotite	5
magnétite	2
apatite et sphène	1

cette composition étant celle d'une rhyodacite typique, le rapport A : C : Q étant 2,4 : 3,1 : 2,5. Même sans cet ajustement, qu'il convient de faire, ce rapport serait 1,8 : 2,9 : 3,3 qui correspond encore à une rhyodacite.

Le mode du faciès épizonal calculé d'après l'analyse est:

quartz	39 %
albite	31
muscovite	20
épidote	4
actinote	4
chlorite, sphène, magnétite et apatite	2

ceci en plein accord avec les observations en coupe mince, abstraction faite de la hornblende catophorique qui, étant instable, ne peut faire part d'un faciès métamorphique.

Il est donc indubitable que cette roche était à l'origine un tuf rhyodacitique, dans lequel l'épimétamorphisme n'a même pas réussi à transformer complètement la hornblende catophorique originelle. Ce métamorphisme incomplet de l'amphibole corrobore d'ailleurs les considérations énoncées plus haut pour montrer que la roche n'a pas subi de déformations tectoniques importantes et pour faire comprendre encore mieux la conservation de la texture fluidale et vacuolaire de l'enclave.

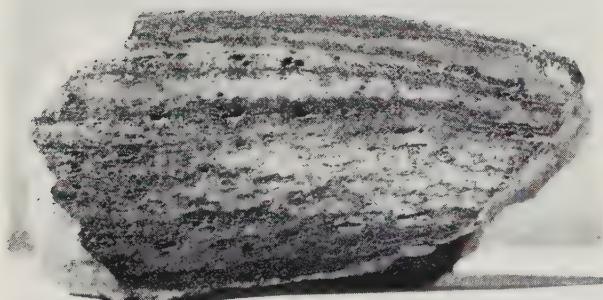
Une telle conservation se retrouve en d'autres roches volcaniques de la nappe Emilius et met également en évidence que pendant le charriage quelques paquets de roches ont été transportés presque sans déformations internes. A. AMSTUTZ m'a fait voir, en effet, dans les alentours de l'Alpe Tsesère, de gros blocs morainiques faits de gneiss albitiques dont la texture très particulière et très caractéristique est montrée par la seconde des planches ci-jointes. Aucun volcanologue n'hésiterait à reconnaître dans ces gneiss la texture typique des tufs pipernoïdes formés par l'accumulation de cendres et de lambeaux de lave encore visqueuse au moment de la chute. Pareils dépôts se trouvent dans la plupart des régions volcaniques actives et caractérisées par des éruptions explosives de magmas acides ou intermédiaires.

Il est évident qu'une telle texture aurait disparu si la roche avait été soumise à une lamination même très faible, et il apparaît donc nettement que dans la nappe de l'Emilius il y a des roches qui sont à peine affectées par le métamorphisme alpin et qui représentent particulièrement bien, au cœur même des Alpes, les produits pyroclastiques du volcanisme subséquent de l'orogénèse hercynienne *).

Conclusion: L'étude pétrographique de l'enclave volcanique découverte par A. AMSTUTZ dans les gneiss albitiques de la nappe Emilius démontre sans équivoque qu'il s'agit là d'un fragment de lave fluidale et vacuolaire, et l'étude des gneiss encaissants montre que ce sont d'anciens tufs rhyodacitiques, qui présentent encore des résidus de l'amphibole cataphorique originelle. L'albite si abondante dans ces roches dérive donc d'un plagioclase acide d'origine magmatique et non d'une albitisation régionale.

* Voir A. AMSTUTZ, 1951: *Sur le paléozoïque des Pennides au sud d'Aoste*. Archives des sciences, Genève, vol. 4, fasc. 5. Et, pour la structure et la genèse des nappes alpines, voir sa conception nouvelle dans Arch. sci. Genève, 1954 (sous presse).

RITTMANN — *Sur une enclave volcanique trouvée par A. Amstutz dans les Pennides.*



Section d'un fragment de l'enclave; grandeur nature.
Sur la surface sèche on voit bien les vacuoles, tandis que
sur la surface humectée on voit mieux la texture fluidale.

(Photos AMSTUTZ)

RITTMANN — *Sur une enclave volcanique trouvée par A. Amstutz dans les Pennides.*



Gneiss albitique avec texture pipernoïde bien conservée,
montrant des lambeaux de lave qui ont été projetés
et tordus lors de leur chute.

(Photo AMSTUTZ)

G. R. ROBSON
Volcano Research Department, Trinidad, B. W. I.

P. L. WILLMORE
Dominion Observatory, Ottawa, Canada.

Some heat measurements in West Indian soufrières

(With 6 text-figures and 4 plates)

C O N T E N T S

Introduction	pag.	14
Methods	>	15
Accounts of Individual Soufrières	>	22
Conclusions	>	36

Methods are described for measuring the flow of water in hot streams, the emission of steam from fumaroles and the heat loss from the surfaces of hot pools. Such measurements, applied to a number of soufrières in the Lesser Antilles, yield rough quantitative estimates of the thermal output. The observed values range from 1.4×10^7 cals/sec for the Boiling Lake of Dominica down to 2,900 cals/sec for Mount Misery in St. Kitts. In addition, the formula for heat emission has been applied to the crater lake on St. Vincent, whose temperature is about 4° C above that which would be expected from an ordinary body of water in the same position. It is inferred that this temperature excess is maintained by a volcanic heat input of about 1.8×10^7 cals/sec.

The temperature of the steam was sometimes as high as 185° C, which is above that which can be obtained by expanding saturated steam down to atmospheric pressure from any initial condition. The common hypothesis, that the steam comes from meteoric water boiling in contact with heated rock, is therefore re-examined. It is suggested that much of the steam may come directly from magma.

The total heat output from the soufrières is of the same

order of magnitude as that obtained by averaging the heat of the major eruptions over historical times, and the combined figure is of the same order as the heat flow through a non-volcanic area of the same size as the volcanic arc. It is therefore concluded that the heat flow through the Caribbean volcanic vents is not a significant factor in the Earth's heat balance.

Introduction.

The volcanic islands of the Lesser Antilles are subject to periodic bursts of seismic activity, often accompanied by an increase in the heat output from soufrières in the area and by a change in the chemical nature of the soufrière gases. Most of these crises have subsided within a few months, but some of them have proved to be the fore-runners of violent volcanic eruptions. The most severe crisis within recent years was that which affected Montserrat from 1934-36 (POWELL 1937, 1938; MACGREGOR 1936, 1938; PERRET 1939 etc.). Since then there have been minor crises on St. Vincent (1946) and on St. Kitts-Nevis (1950-51). At the invitation of the British Colonial Office, WILLMORE studied the development of the St. Kitts-Nevis activity, and afterwards made a preliminary tour of soufrières on the other islands (WILLMORE 1952). In view of the difficulties involved in drawing conclusions from a single visit it was recommended that regular observations of both thermal and seismic activity should be carried out.

Acting on these and the earlier recommendations of POWELL and MACGREGOR, the Colonial Office has established a Volcano Research Department which, for reasons connected with transportation and supply, is based in Trinidad. Earthquakes are being recorded by a network of seismographs which will eventually consist of eight semi-permanent stations, and the soufrières are being inspected at intervals of about six months. The present paper is concerned mainly with the techniques which are being developed for recording the thermal output from the soufrières, and with the results obtained when these methods were first applied in the field.

In view of differences in terminology used by different authors, it is desirable to define some of the words used in the present paper. The word « Soufrière » refers to an area containing several hot springs, steam vents or pools of hot mud. Often the entire area of a soufrière consists of kaolinised rock containing conspicuous masses of sulphur and gypsum. Less active or more extensive soufrières may be partially overgrown with vegetation and may contain quite large areas of unaltered rock.

The words « Volcanic Eruption » are reserved for the ejection of fresh igneous material from a volcano. All the historical eruptions in the West-Indies seem to have been preceded by a prolonged period of increasing seismic and/or soufrière activity and, once started, have continued for at least several months.

In addition to these eruptions, there have been a number of occasions on which material has been ejected from soufrières, or when turbulent motion has been observed in the sea. These include the so-called eruptions of St. Lucia (1766) and Dominica (1880) and are characterised by short duration, limited scale and by the absence of conspicuous forerunners. In the case of Dominica the ejecta were found to consist entirely of weathered material, presumably coming from the upper layers of the soufrière. Throughout the rest of this paper, occurrences of this type will be described as « Steam Explosions ».

2) - Methods.

At first sight, a soufrière appears to be a most unpromising subject for detailed physical investigation. It is immediately obvious that large amounts of heat are being discharged into the atmosphere, but the heat sources are of several different types, and may be distributed over a considerable area of broken country. If, however, the various channels of heat flow are considered separately, it appears that the total flow can be assessed at least to within a factor

of two, and that much smaller relative changes might be detected in the course of successive visits to a given soufrière.

The flow of heat has been considered under the following heads:

- 1) The heat content of hot streams.
- 2) The heat content of steam issuing from steam vents.
- 3) The radiation, convection and evaporation from water surfaces.

In cases (1) and (2) the heat is carried by matter issuing from the soufrière, and can be defined as the heat which would have to be extracted to cool it to an arbitrary temperature. As much of the matter concerned is meteoric water, it is convenient to choose for the zero the temperature of ordinary cold springs in the area (say 24° C). The measured heat flow will then be insensitive to the extent to which the soufrière products are cooled or diluted by surface water. For example, the heat which is lost from steam jets by the extra condensation during rainy periods will largely be recovered when the extra flow of hot streams is taken into account.

a) - Measurement of Water Flow.

In principle, the heat carried by surface water is easy to determine. Temperatures in streams are measured by means of mercury thermometers, and the flow by recording the depth of water over triangular or rectangular notches in small sheet-metal weirs. The formulae which have been used to determine the water flow are as follows:

- 1) For a rectangular trough

$$Q = 2/3 c (2g)^{1/2} b h^{3/2},$$

where b and h are the width of the notch and the depth of the lip below the water crest, and c is the discharge coefficient, taken as 0.622. In c.g.s. units, the formula reduces to:

$$Q = 18.4 b h^{3/2} \text{ cc/sec}, \quad (1)$$

2) For a 90° V-groove,

$$Q = 8/15 c (2g)^{1/2} h^{5/2}.$$

The discharge coefficient is 0.592, so that the formula reduces to:

$$Q = 14.0 h^{5/2} \text{ cc/sec} \quad (2)$$

The 90° groove has usually been used for flows up to 10^4 cc/sec. For larger flows the rectangular cut, which requires a smaller depth of water behind the dam, becomes more convenient.

Errors in the estimates of the volume of water which actually passes over the measuring weir are probably not significant in comparison with the fact that porosity in the stream beds and pools may allow a large part of the heat flow to be carried by water running underground. At St. Lucia, detailed measurements at numerous places in a soufrière suggested that about half the water-borne heat may escape in this way. Since, however, the water carries only a small part of the total heat flow from a typical soufrière, the estimates of total output are not greatly disturbed.

b) - Steam Flow.

The output of individual steam jets has been estimated by covering the hole with a large canister containing a standard orifice, and measuring the pressure developed inside. The equipment has been varied to suit local conditions, but has normally consisted of an oil drum, cut in half at right angles to the axis, and with a hole, 8" in diameter, in the end. Lids containing holes down to 1" in diameter are fitted in turn into the large one. The pressure inside the can is measured by leading a side tube to a water manometer.

The flow of gas through the diaphragm is governed by the equation:

$$W = K c d^2 \left[\frac{r (p_1 - p_2)}{1 - d^2/D^2} \right]^{1/2},$$

where W is the mass discharged in unit time, c is the discharge coefficient, d and D are the diameters of the aperture and of the canister in which it is situated, and K is a constant depending on the units of measurement. $(p_1 - p_2)$ is the pressure drop across the diaphragm, and r is the mean density of the gas. For the canisters used, $(d/D)^2$ was small in comparison with unity, and the equation reduces to:

$$W = 0.52 d^2 h^{1/2} \text{ grams/sec}$$

for steam at 100° C, where h is the excess pressure measured in centimetres of water. In a few cases the steam issuing from the soufrières was found to be superheated, so that the density is lower than at 100° C and a given pressure corresponds to a smaller discharge. In terms of heat flow this effect is largely compensated by the fact that the hotter steam has a greater heat content per unit mass. We may therefore write:

$$H = 320 d^2 h^{1/2} \text{ calories/sec} \quad (3)$$

over the entire range of temperatures which was encountered.

Equation (3) defines the amount of heat carried by the steam which actually passes through the orifice. In practice, it is impossible to obtain a perfect seal between the can and the ground and, even when a satisfactory seal can be obtained, the excess pressure caused by restricting the aperture tends to divert steam from the vent under investigation into other channels. It has been found that consistent results may be obtained by assuming that these effects are equivalent to a « leakage hole » in parallel with the measuring orifice, whose diameter L remains constant throughout a given experiment. Hence equation (3) may be re-arranged in the form:

$$d^2 + L^2 = \frac{H}{320 h^{1/2}},$$

so that a plot of d^2 against $1/h^{1/2}$ is a straight line, whose gradient yields a value for the heat flow.

Departures from linearity seldom introduce uncertainties of gradient exceeding 25 %, and even these have usually been

associated with a visible tendency for the packing round the canister to blow out at the higher pressures. The accuracy of reading has been limited by the extreme discomfort of working within a yard or so of the canister, where the observer may be enveloped in a cloud of steam and droplets of hot mud with any shift of the wind. If a long side tube is used to avoid this, water is liable to condense in the lower parts of the tube and thus to disturb the pressure readings at the far end. These difficulties have been minimized by clearing the tube after every observation and might be reduced still further by the inclusion of a suitable steam trap near the canister. For the time being, however, these uncertainties restrict the range of size of orifice which can be used. With powerful jets involving the use of relatively long side tubes the uncertainties amount to one or two mm. of water, but are fortunately reduced for less active jets. In practice the results have been reduced graphically, and allowance has been made for the reduced significance of the smaller pressure readings.

Most of the soufrières which were visited contained numerous steam vents, only a few of which could produce pressures within the range of measurement. Even with improved equipment the labour of measuring the flow out of all the vents would be prohibitive. We have, therefore, attempted to compare the total volume of condensing vapour with that which issues from the few larger, measured vents. In the absence of such control, visual estimates of the « cloudiness » of a soufrière do not provide a reliable measure of the flow of steam, since the amount of condensation depends very largely on atmospheric conditions.

The procedure after measuring the flow from a jet is to stand back a few yards, and to estimate visually the relative importance of unmeasured jets in the immediate vicinity. On withdrawing to progressively more distant vantage points the estimates can be extended in scope until the whole floor of the soufrière is covered. Estimates by independent observers using different mental subdivisions of the soufrière region usually agree to within a factor of two. Superheated steam

jets show up clearly when viewed from a distance although the absence of condensation in their immediate vicinity renders them inconspicuous when approached on the ground. These facts confirm the general reliability of these rough assessments, which at present provide the only quantitative basis for the comparison of different soufrières. There is also little doubt that repeated observations in a given soufrière could show up changes of activity far smaller than those which occur in times of crisis.

In the foregoing discussion, the possibility that gases other than steam may be emitted from the vents has been ignored. No attempt has been made to collect gas samples in the course of these preliminary experiments, and it may always prove difficult to do so without allowing condensation in the sampling tube to disturb the proportion of steam to other gases. However, in cases where the gases issue at moderate speed from damp holes and are therefore presumably saturated with water, their temperature is within a few degrees of the normal boiling point. This means that the partial pressure of the steam in the mixture must be within about 10 % of the atmospheric pressure, and hence that the proportion of foreign molecules must also be less than 10 %. This degree of admixture is not sufficient to introduce significant errors into the thermal measurements. The consideration of its possible geochemical significance must be deferred until gas analyses can be undertaken.

c) - Surface Losses.

Heat may be carried away from an exposed surface by radiation, convection and evaporation, all of which are functions of the temperature and nature of the surface concerned. In soufrière studies, loss from the surface of hot water turns out to be of great importance, as many of the steam vents lie at the bottom of hot pools where they are inaccessible to direct measurement.

An approximate formula for heat transfer has been obtained by combining two groups of formulae which appear in engineering text-books. The first of these is concerned with

the heat flow from a solid surface into a convecting vapour, for which a representative formula is:

$$H = (1 + .0069 \Delta t) \times 2.04 \times 10^{-4} \text{ cals/sq.cm/sec}, \quad (4)$$

where Δt is the temperature difference in degrees Centigrades (ref. Petroleum Refinery Engineering, NELSON 1936). This formula actually applies to a vertical surface in still air. A small reduction should normally be made to allow for the fact that the pool surfaces are horizontal, and an increase should be made to allow for the effect of wind in the open air. As these effects are in opposite directions and of comparable size, the formula is used in its original state.

Numerous formulae are given for the evaporation loss from a heated water surface, of which the following are representative:

$$M = (1 + t/42) (V - v) \times 0.75 \times 10^{-3} \text{ grams/sq.cm/hr},$$

(Mechanical Engineer's Handbook, McGRAW HILL 1951)

$$M = (1 + 0.43W) (V - v) \times 3.1 \times 10^{-3} \text{ grams/sq.cm/hr},$$

$$M = (1 + 0.22W) (V - v) \times 4.2 \times 10^{-3} \quad \gg \gg \gg \gg$$

(International Critical Tables, vol. 5 p. 54, 1929),

where V is the saturated vapour pressure of water at t° centigrade, v is the actual vapour pressure of the air (both measured in millimetres of mercury) and W is the wind velocity in metres/sec.

These have been combined into the form:

$$M = (1 + t/150) (1 + 0.33W) (V - v) \times 2 \times 10^{-3} \text{ grams/sq.cm/hr},$$

which, on multiplying by the latent heat of the vapour, yields:

$$H = (1 + t/150) (1 + 0.33W) (V - v) \times 0.33 \times 10^{-3} \text{ cals/sq.cm/sec.} \quad (5)$$

The total heat flow is obtained by adding equations (4) and (5).

For temperatures above about 50° C the relatively small variations in ambient conditions can be ignored, and a curve can be constructed giving the total heat lost as a function of water temperature only. The curve has been worked out for an air temperature of 24° C and a relative humidity of 90 %. The effect of wind has been ignored as the ordinary light tropical air in a sheltered soufrière would only affect the result by about 30 %, whilst a comparable allowance of opposite sign should be made for the increased temperature and humidity immediately above the pools.

3) - Accounts of Individual Soufrières.

Studies were made of the Qualibou Soufrière of St. Lucia, of several soufrières on Dominica, of Galways and of Gages Upper Soufrière on Montserrat, of the crater lake of St. Vincent and of Mount Misery in St. Kitts. Brief notes are appended on some of the other soufrières on Montserrat and of two small soufrières on Nevis, but the activity in these regions was below the level of measurement. Qualibou Soufrière was the most complicated, the most accessible and one of the largest ones to be studied and will therefore be treated first and in the greatest detail.

a) - Qualibou Soufrière, St. Lucia.

Qualibou Soufrière lies at an altitude of about seven hundred feet and a little more than a mile southeast of the town of Soufrière. The town is situated on the west coast of St. Lucia at the mouth of the Soufrière River valley. The lower part of this valley runs from east to west, with steep hillsides rising to five or six hundred feet to north and south. These hills are formed of volcanic sediments varying in texture from coarse agglomerate to fine tuff, the whole sequence having an apparent westward dip of two or three degrees. Qualibou Soufrière is drained by a warm stream which flows northward to meet the main Soufrière river half a mile east of the town. This stream provides a valuable section through deposits which probably extend beneath the

soufrière itself. The total thickness of about five hundred feet is made up as follows:

- I. A lower 180 feet of coarse unstratified agglomerate with rounded boulders of andesitic and granitic rocks.
- II. An overlying series of well bedded tuffs, roughly 80 feet in thickness. These tuffs appeared to have a general north-westward dip of $2\text{--}4^\circ$ with local slight flexions and variations of not more than 10° .
- III. A further 240 feet of coarse agglomerate which completes the succession to the soufrière.

Similar sedimentary volcanics occur extensively in the neighbourhood always with a low dip. Apart from the Gros

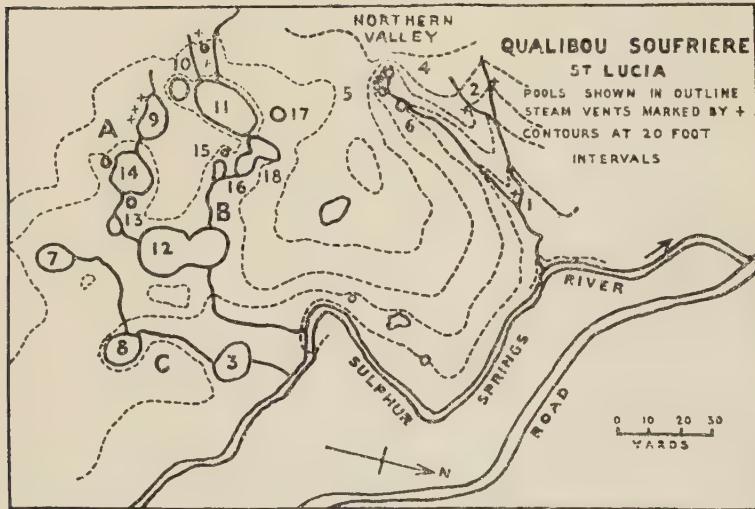


Fig. I

and Petit Pitons on the coast no intrusive igneous rocks were seen in the locality.

The active part of the soufrière is shown in Fig. I. It consists of an area of agglomerate of about 400 feet square, now completely kaolinised, though still retaining its original structure. This rock is extensively veined and encrusted with deposits of sulphur, gypsum and probably other sulphates and

carbonates. This alteration has been produced by sulphur gases and superheated steam, which issue either directly from the ground or blow through almost stagnant pools of hot water or mud. A further inactive zone of kaolinisation extends from the active soufrière to a distance of three hundred yards along a line a few degrees east of north. This

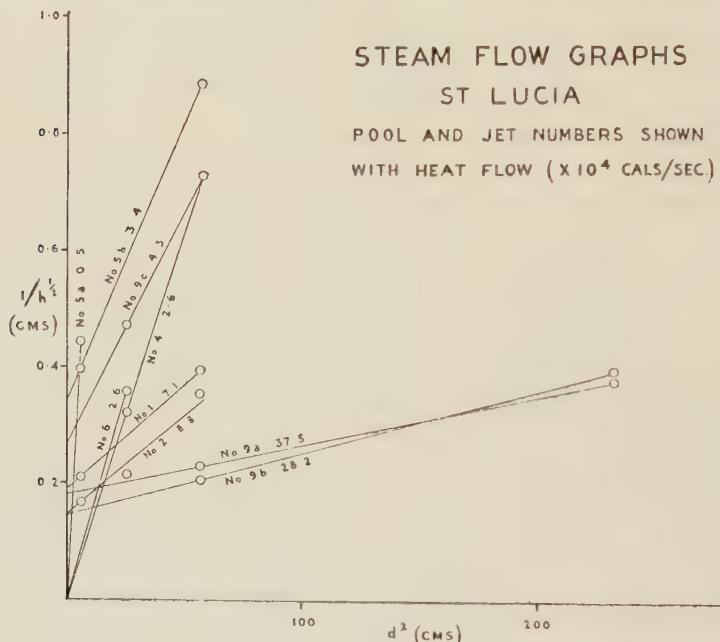


Fig. II

zone probably represents the surface outcrop of the feeding fissure through which the soufrière gases reach the surface.

Despite contrary reports in the literature, we have found nothing to indicate that Qualibou is or was a volcano. The reported « eruption » of 1766 has left no trace of lava, ash or crater, and no record of damage in the nearby town of Soufrière. In accordance with the definition given in the introduction, we should prefer to classify this as a steam explosion rather than as a volcanic eruption.

The first experiments were conducted in the small valley

at the Northern end of the soufrière, where the steam issuing from vents 1 and 2 was measured, and the temperatures in Pools 4, 5 and 6 were recorded. Subsequently, these pools were drained and the steam flow through the floor was measured. Plates I-IV illustrate this part of the work. The steam pressure measurements are plotted on Fig. II.

In the Southern part of the soufrière, the steam flow from a very powerful group of jets near Pool 9 was measured, together with the temperatures of the pools, and the water flow at numerous points in the stream system. The steam flow results are summarized in Table I and the measurements of water flow and surface losses in Table II.

TABLE I.

No.	Jet 1	Jet 2	Pool 4	Pool 5a	Jet 5b	Pool 6	Jet 9a	Jet 9b	Jet 9c
Measured Steam flow ($\times 10^4$ cals/sec.) . . .	7.1	8.8	2.6	0.46	3.4	2.6	37.5	28.2	4.3
Multiplier	1	1	2	2	1	4	2	2	2
Total for area near jets ($\times 10^4$ cals/sec.) . . .	7.1	8.8	5.2	0.92	3.4	10.4	74.0	56.4	8.6
Steam Temp. (°C.) . . .	105	107	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	170	185	N.D.

Total Heat Flow from Steam Vents = 158.3×10^4 cals/sec.

The application of the evaporation formula has been checked by comparing the energy in the steam jets from the holes numbered 4, 5 and 6 with the measured heat loss from the pools which originally covered the holes. In the course of a later visit, a similar experiment was performed on Jet No. 1, which had by that time become covered by water. The results obtained were as follows:

Pool No. 5 (gently bubbling).

Steam input 0.92×10^4 cals/sec.

Measured heat loss from surface = 0.8×10^4
cals/sec.

Ratio = 1.2 : 1

Pool No. 4 (fountain).

Steam input 5.3×10^4 cals/sec.

Measured heat output from surface and over-flow = 3.2×10^4 cals/sec.

Ratio = 1.7:1

Pool No. 6 (fountain).

Steam input 10.6×10^4 cals/sec.

Measured heat output = 1.9×10^4 cals/sec.

Ratio = 5.6:1

Pool No. 1 (fountain in small shallow pool).

Steam input 7.8×10^4 cals/sec.

Measured heat output = 0.73×10^4 cals/sec.

Ratio = 10.7:1

Thus for Pool 5, which is only gently bubbling, the steam input is only slightly greater than the measured heat losses. As the degree of fountaining increases in the other pools, so the ratio of input to measured losses increases, until for Pool 1 the input is ten times the measured losses. Large errors will be incurred unless a correction is applied to the measured losses of the pools with unknown steam input. The correction consists in multiplying the measured losses for a pool by a factor ranging in value from 1 to 10. The value to be applied to a pool was obtained from an estimate of the intensity of the fountaining and a comparison with the four measured pools. These values are shown in Table II.

The interpretation of the water flow observations is complicated by the fact that the volume of water in the streams flowing into a pool is often substantially different from that flowing out. These discrepancies indicate leakage or inflow through the bottoms of the pools, but by summing the results in different ways it is possible to set limits to the uncertainty caused by this leakage. We first compute the amount of heat contributed by each pool in raising the temperature of the inflowing water to that of the pool. If the outflow exceeds the inflow, the heat content of the excess outflowing water is added to the heat contributed to the inflowing water to give the final value for the pool. If the outflow is less than the

TABLE II.

Pool No.	Northern Valley					Stream A.					Stream B.					Stream C.					Mud Pools					
	4	6	5	9	14	11	18	16	15	7	8	3	17	13	10	470	810	None	None	None	None	None	None	None	None	
Water Inflow (cc/sec)	None	25	None	540	59	280	None	540	585	25	None	470	810	None	None	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Inflow temp. (°C)	—	58	—	—	76	64	59	—	80	78	63	—	57	52	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Water Outflow (cc/sec)	—	—	25	40	None	540	470	112	—	540	585	25	59	280	540	310	None	None	None	None	None	None	None	None	None	
Pool and Outflow temp. (°C)	96	90	96	91	81	77	—	80	89	79	79	—	76	72	87	86	86	93	—	—	—	—	—	—	—	—
Heat contributed to inflow ($\times 10^4$ cal/sec)	—	0.08	—	—	0.27	0.58	—	0.48	0.06	—	—	0.89	1.62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Heat contained in excess outflow ($\times 10^4$ cal/sec)	0.17	0.10	—	3.61	-0.40	-1.20	—	3.02	0.25	-2.52	0.13	1.54	-0.36	-2.40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Heat Flow A ($\times 10^4$ cal/sec)	0.17	0.18	—	3.61	0.27	0.58	—	3.02	0.73	0.06	0.13	1.54	0.89	1.62	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Heat Flow B ($\times 10^4$ cal/sec)	0.17	0.18	—	3.61	-0.13	-0.62	—	3.02	0.73	-2.46	0.13	1.54	0.53	-0.78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Mean Heat flow ($\times 10^4$ cal/sec)	0.17	0.18	—	3.61	0.07	-0.02	—	3.02	0.73	-1.20	0.13	1.54	0.71	0.42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Pool Area ($\times 10^5$ cm ²)	0.89	0.60	0.22	7.6	11.7	27.1	—	18.1	5.4	2.8	2.1	6.3	7.3	8.7	1.2	0.8	2.9	—	—	—	—	—	—	—	—	
Surface loss ($\times 10^4$ cal/sec)	—	—	3.1	1.7	0.8	22.6	43.1	34.2	15.1	5.0	1.7	11.3	10.9	11.0	3.1	1.9	9.4	—	—	—	—	—	—	—	—	
Multiplying factor	—	2	5	1	10*	3	2	3	5	1	1	1	1	1	3	3	3	—	—	—	—	—	—	—	—	
Total Heat Flow ($\times 10^4$ cal/sec) (Surface loss + Heat Flow) \times multiplier	6.5	3.8	0.8	262.1	68.6	86.2	111.6	79.2	3.8	1.8	12.8	11.6	11.4	9.3	5.7	28.2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	

Total Heat Flow From Pools = 703.4×10^4 cal/sec.

*) The active area which contains Steam Jets 9, a, b and c seems to extend under Pool 9 and to deliver most of its output there. The given multiplier makes the flow of steam through the pool about twice that of the open jets.

inflow, the calculation yields a negative value for the excess outflow. This negative term may be ignored if it is assumed that leakage water disappears entirely from the soufrière, or subtracted from the heat contributed to the inflowing water if it is assumed that leakage water reappears and is measured elsewhere in the soufrière. In Table II negative values for excess outflow are ignored in calculating the value of Heat Flow A but included in Heat Flow B. Values for the water-borne heat flow for the whole soufrière by two methods are 12.8×10^4 and 5.9×10^4 cals/sec. The extreme values differ approximately by a factor of two, and the mean of the values computed by the two methods will be adopted. The grand total for the heat flow from the soufrière is made up as follows:

Steam flow from open jets	1.6×10^6 cals/sec.
Water-borne heat flow and surface losses	7.0×10^6 cals/sec.
	Total 8.6×10^6 cals/sec.

About half of the total flow is contributed by the jets under and near Pool 9.

The Soufrières of Dominica.

Most of the work done on Dominica was in the Grand Soufrière region (Fig. III), which includes the « Valley of Desolation », the Boiling Lake and the areas which we have called the Eastern and Western Hot Springs.

The Grand Soufrière is the most important thermal area in Dominica, and lies on the eastern side of the main watershed of the island. Its waters contribute to the Point Mulatre River which flows to the South East. The four active areas are separated by distances approaching half a mile over which there is no sign of soufrière activity. Detailed measurements for the whole area of the type carried out in St. Lucia would be difficult and were not attempted. As, however, the greatest part of the activity is concentrated in the Boiling Lake on which detailed measurements were conducted, it is thought that the accuracy of the results for the soufrière as a whole will not be impaired seriously. The geology of Dominica is little known and it is

difficult therefore to discuss the soufrière in relation to the geology of the region. It is significant however that, as with the Qualibou soufrière of St. Lucia, there is no young volcanic structure in the neighbourhood with which it might be associated. From the contemporary accounts of the Dominica « Eruption » of 1880, it appears that this occurrence was a steam explosion from the Grand Soufrière, and not a true volcanic eruption.

The Boiling Lake was visited on the 24th and 30th of

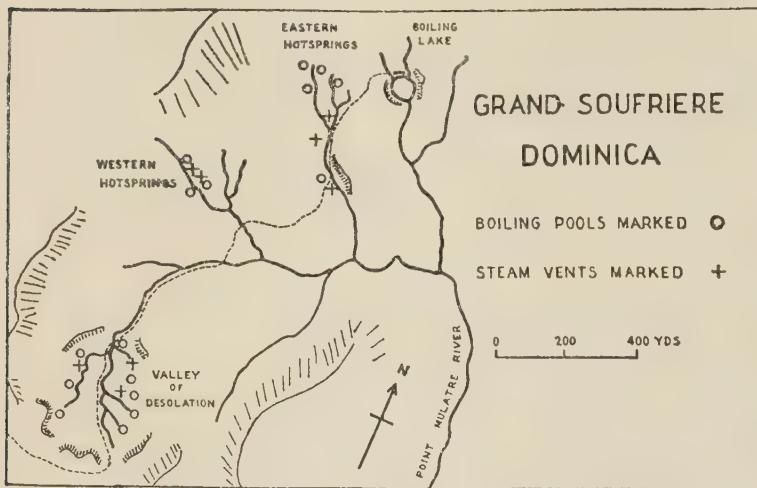


Fig. III

January, and on February 4th, 1953. Heavy rainfall on January 30th increased the flow of cold water through the lake, thereby lowering its temperature. On Feb. 4th working conditions were very favourable and the most comprehensive series of observations was taken. The results for the three visits are summarized below:

Diameter approximately 85×70 metres.

Approximate depth (taken from an old photograph showing the lake empty) 6 metres.

Hence, approximate surface area 4.7×10^7 sq. cm.

Volume say 2×10^{10} cc.

Visit on 24.1.53

Water flow out = 12,700 cc/sec. at 90° C.
Heat flow carried by water = 8.4×10^5 cals/sec.
Surface loss from 4.7×10^7 sq.cm.
at 90° C = 14.53×10^6 cals/sec.
Total = 15.4×10^6 cals/sec.

Visit on 30.1.53

Water flow in = 17,300 cc/sec. at 23° C.
Flow out = 34,500 cc/sec. at 81.5° C.
Heat carried by water = 2.0×10^6 cals/sec.
Surface loss from lake at 84° C = 10.4×10^6 cals/sec.
Total = 12.4×10^6 cals/sec.

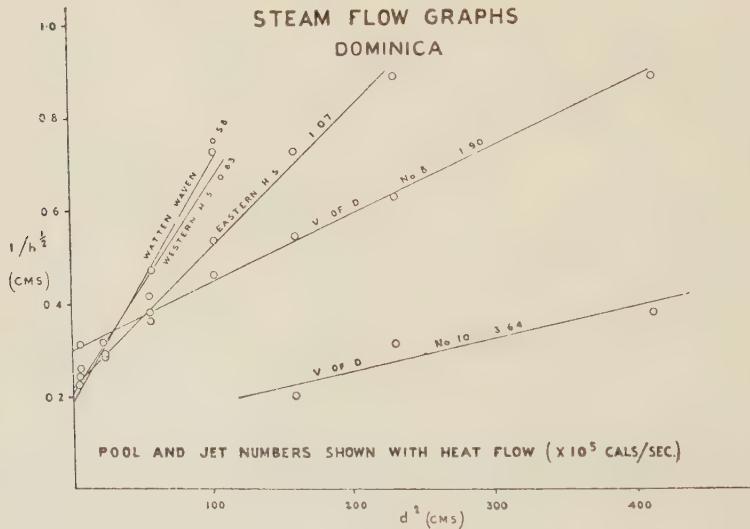


Fig. IV

Visit on 4.2.53

Water flow in = 6,050 cc/sec.
Water flow out = 16,000 cc/sec. at 88° C.
Heat flow in water = 1.0×10^6 cals/sec.

The lake temperature was measured three times over a period of $4\frac{1}{2}$ hours, giving a mean rate of increase of 0.07° C

per hour. The heat input required to raise the temperature at this rate is approximately:

$$H = \frac{0.07 \times 2 \times 10^{10}}{3,600} = 0.4 \times 10^6 \text{ cals/sec.}$$

Surface loss from lake at 88°C $= 12.6 \times 10^6 \text{ cals/sec.}$

Total $= 14.0 \times 10^6 \text{ cals/sec.}$

The last of these figures is by far the most reliable and the others do not differ significantly from it. This figure may, therefore, be taken as representative of the condition of the lake over the period of investigation.

The observations on the other active areas of the Grand Soufrière were limited to the measurement of steam flow from a few holes. The pressure readings are plotted on Fig. IV and the flow results summarized in Table III.

TABLE III

Active Region	Measured Heat Flow	Estimated Total for Active Region.
Valley of Desolation	(a) 3.64×10^5 (b) 1.90×10^5	$\times 4 = 2.18 \times 10^6 \text{ cals/sec.}$
Eastern Hot Springs	1.07×10^5	$\times 6 = 0.64 \times 10^6 \text{ cals/sec.}$
Western Hot Springs	0.63×10^5	$\times 4 = 0.25 \times 10^6 \text{ cals/sec.}$
Boiling Lake	14.0×10^6	$\times 1 = 14.0 \times 10^6 \text{ cals/sec.}$
TOTAL (Including Boiling Lake)		$= 17.1 \times 10^6 \text{ cals/sec.}$

In each case the multiplier required to produce the estimated total was obtained by visual inspection as described in Section 2.

At least five other soufrières are known in Dominica, all much smaller than the Grand Soufrière. One of the largest of these is at Watten Waven in the Roseau Valley. Measurements of steam flow in one vent were made here and the total activity of the area estimated from these. The total

heat flow for the area was 0.29×10^6 cals/sec. The general level of activity was not sufficient to kill the vegetation within the soufrière or to produce an extensive area of kaolinisation.

Montserrat.

The activity of Montserrat has declined very considerably since the crisis of 1934-6, and the only soufrières at which the energy flow was within the range of measurement were

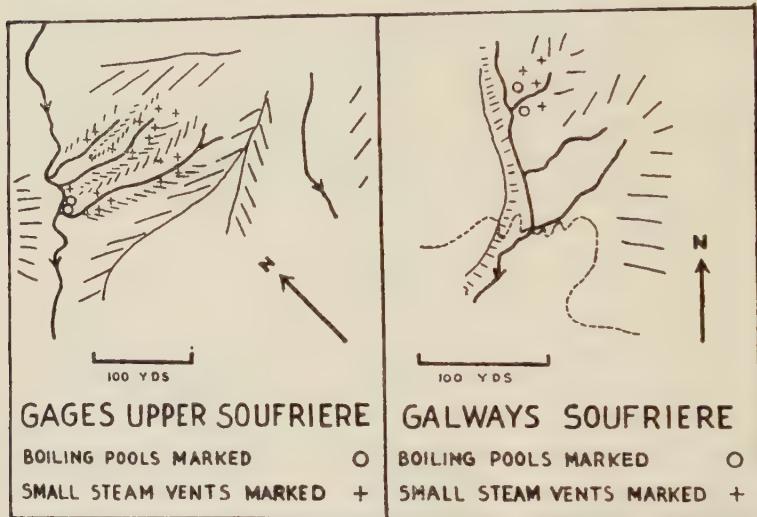


Fig. V

Galways and Gages Upper Soufrières. Gages Lower Soufrière, which was considered dangerously active during the crisis period, is now almost totally extinct. At Tar River, the smell of sulphur gases and fresh crystalline encrustations indicate continuing chemical activity, but the thermal output appears less than at St. Kitts (i.e. less than 3,000 cals/sec.).

Observations of steam flow were made on different days at the largest vent in Gages Upper Soufrière. The pressures observed on the two occasions agreed within $\pm 10\%$, and the means are plotted in Fig. VI. The gradient of the line corresponds to a thermal output of 4.86×10^4 cals/sec. The

total energy of all the steam vents in the soufrière was estimated at 25 times this figure, or 1.2×10^6 cals/sec., in all.

The flow of water was measured at three points in the soufrière, with the following results:

Point	Vol. of Water (cc/sec)	Temp. °C	Heat Flow (cals/sec)
A	2,950	39	4.4×10^4
B	300	86	1.9×10^4
C	267	34	0.3×10^4

Adding the figures for steam and water flow gives a total of 1.3×10^6 cals/sec., for the entire soufrière.

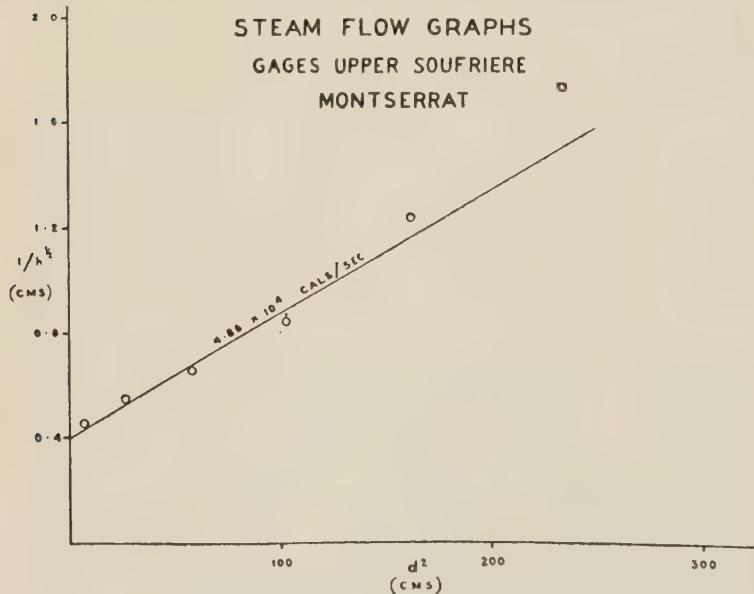


Fig. VI

At Galways, observations were restricted to measurements of the flow of water at two points in the stream system, yielding the following results:

Point	Vol. of Water (cc/sec)	Temp. °C	Heat Flow (cals/sec)
A	2,340	56	7.5×10^4
B	176	97	1.3×10^4

Conditions at Galways require a substantial allowance for surface losses, so that the sum of the above heat flows should be multiplied by three or four, giving about 3×10^5 cals/sec. for the combined surface losses and water-borne heat flow.

The flow of steam from steam vents, including that from the so-called « main jet », was too small to be measured at the time of our visit. The activity suggested that the heat output from the steam vents was several thousand calories per second.

St. Vincent.

Although the volcano on St. Vincent has produced three of the largest historical eruptions in the Caribbean, it is generally believed that the island contains no active soufrière. The volcano crater, however, contains a large lake which shows two permanent yellow patches where the surface is discoloured by sulphur and, under favourable wind conditions, remarkably smooth areas of water which suggest rising convection currents in the lake. Since 1946, when a small earthquake swarm affected the island, temperatures have been taken from one point at the edge of the lake at monthly intervals and the lake temperature has always been found to be a few degrees above the air temperature.

The results are as follows:

Mean of 42 monthly values for the noon air temperature 23.4°C.
Mean of 42 monthly values for the lake temperature 27.1°C.

Thus the lake temperature seems to be significantly higher than the air temperature, and this evidence together with the sulphur and smooth patches suggests that a soufrière is present at the bottom of the lake. Though the lake temperatures have been taken at only one point at the edge of the

lake, the high surrounding crater walls and the absence of any beach make it probable that the temperature of the lake as a whole is not significantly different from that measured at the edge.

The measured lake temperature must be considered in relation to the temperature which the lake would take up in the absence of any volcanic heating, and there are unfortunately few meteorological data on which this estimate might be based. Such evidence as there is, combined with our own measurements of lakes in St. Kitts and Grenada, suggests that the mean lake temperature would not be higher than the mean air temperature, which may be reliably estimated at about one degree lower than the mean of the noon temperature measurements, i.e. 22.4° C. It follows that in the absence of volcanic heating the lake temperature should not exceed this value and has therefore been raised at least 4° C by the soufrière. Application of the formulae governing conduction and evaporation indicates that this difference in temperature requires a heat flow of about 2.5×10^{-3} cals/sq.-cm/sec. Measurement of air photographs shows that the area of the lake is about 7.5×10^9 sq.cm., giving a total heat loss of 1.8×10^7 cals/sec. The crater lake in St. Vincent may therefore conceal one of the largest soufrières in the Antilles.

St. Kitts.

Mount Misery, on St. Kitts, is a volcano with an open crater which is stated in the literature to have erupted in 1692. The reports appear to be founded on a letter written from Jamaica at the time of the Port Royal earthquake of that year, describing the activity on St. Kitts in the following terms (OLDMIXON, *History of British Empire in America*, Vol. 2. 1741):

« St. Christopher one of the Caribbee Islands was heretofore much troubled with earthquakes, which, upon an eruption of a great mountain there of combustible matter which still continues, wholly ceased and have never been felt there since ».

However, a search of historical records, including con-

temporary government correspondence and the logs of naval ships stationed in the area, has failed to reveal any further descriptions of the event, and it is therefore probable that the letter refers to an exaggerated and possibly quite untrue report. Whether or not the historical report is correct, there is no doubt that Mt. Misery has been active in geologically recent times, since very little erosion of the almost vertical crater walls has taken place.

The crater was visited in March, 1953, and again by ROBSON in December, 1953. No steam vents large enough for a flow measurement were found in the course of the first visit, and the only estimate made at that time was based on the appearance of a small boiling pool whose turbulence suggested a heat output of a few hundred calories/second. Comparing the steam from this with the whole output for the soufrière yielded an estimate of 10^4 cals/sec for the entire heat flow.

During the second visit, a single pressure observation on a small steam vent yielded a flow of 29 cals/sec. This was estimated to be about 1 % of the total output, giving a total of 0.3×10^4 cals/sec.

Nevis.

Farm Soufrière was visited in March 1953, and was found to be very nearly extinct. There was no visible steam flow, though temperatures in small crevices range up to 100° C. In December 1953, a new soufrière started to develop near Cades Bay. In the early stages the vegetation withered, sulphur was deposited in the soil and the soil temperatures reached 100° C. in places. Small boiling pools and steam vents have now developed, though the activity is still at a very low level.

4) - Conclusions.

a) - Nature and Origin of the Steam.

In some of the West Indian soufrières, notably those which were observed on Mt. Pelée about the time of the eruptions of 1902 and 1929, the emitted gases are evidently

of magmatic origin. It is reasonable to assume that the crater soufrières of St. Kitts and St. Vincent and those on Guadeloupe are of the same type, and the classification may perhaps be extended to cover the active soufrières on Montserrat, which all occur on the slopes of the most recently active volcano. The deep-seated origin of the Montserrat soufrières is supported by the fact that they became much more active during the volcano-seismic crisis of 1934-36.

The other soufrières in the West Indies, including the very active ones on St. Lucia and Dominica, occur in regions where the typical shape of the volcanoes has been profoundly modified by erosion, so that it can be asserted that no major eruptions have occurred within geologically recent times. In this class of soufrière a magmatic origin for the gases can no longer be assumed without question, and it has sometimes been suggested that their activity is due to the percolation of meteoric water into heated rocks. If that were the case, it might be thought that the steam would be saturated at its source, whilst that which issued from the vents would be the expansion product of this initially saturated steam, possibly modified by contact with further meteoric water on its way to the surface.

This hypothesis should be examined in the light of the fact that some of the steam is emitted from the vents at temperatures ranging up to 185° C. When steam expands through a fissure, a quantity known as the « Total Heat » is conserved. The total heat per unit mass of steam is a function of temperature and pressure only, so that its determination at any one point in the expansion process fixes the whole of the temperature-pressure relationship. For saturated steam, the total heat passes through a maximum of 669 cals/gram, which occurs when the boiling point under the applied pressure is 235° C. If this steam is expanded down to atmospheric pressure, the final temperature will be 162° C., or 23° C. cooler than the maximum observed. Any work done in the expansion process, or any contact with moisture would lower the temperature still further, thereby increasing the discrepancy with the observed value.

It follows that if the steam is generated by surface water percolating downwards and boiling at depth, it must flow into hotter regions after being generated, and must then return to the surface through fissures which are dry for their entire length. The soufrière rocks, at least near the surface, are almost everywhere saturated with water, so that dry fissures could only be maintained if the steam pressure exceeded the hydrostatic head at all points in the rising current, yet the pressure at the point of generation must be less than the hydrostatic head if the supply of water is to continue. Alternatively, it might be suggested that the steam was generated by the intrusion of hot material into water-saturated strata, and there is no theoretical limit to the amount of heating which could occur in this way. This, however, involves the movement of magma within the soufrière supply system, and so weakens the distinction between soufrières supplied by magmatic and non-magmatic sources.

Whilst these arguments are not strong enough to prove the presence of magmatic steam even in the hottest jets, they do show that a rather special mechanism must be postulated if the boiling of meteoric water is the source. Even without the refinements in the argument, the high temperature of the St. Lucia steam indicates a higher level of activity than that suggested by earlier investigations, and consequently we do not feel that any sharp genetic distinction can be drawn between groups of Caribbean soufrières.

b) - The Total Heat Flow.

The total heat outputs found on the various islands are as follows:

St. Vincent	...	1.8×10^7	cals/sec
Dominica	...	1.7×10^7	
St. Lucia	...	8.6×10^6	
Montserrat	...	1.6×10^6	
St. Kitts	...	0.3×10^4	

No detailed measurements on Martinique or Guadeloupe were taken, but from general accounts it appears that the

total activity on Guadeloupe may be comparable with that of Dominica. Martinique is at present showing very little soufrière activity. Hence the total steady output of the land soufrières must be about 6×10^7 calories/sec. In addition, at least two submarine soufrières are known, but it does not seem likely that the thermal output of these could equal that from the soufrières on land. In consequence, the total soufrière output for the Lesser Antilles can hardly exceed 10^8 cals/sec.

In order to compare this steady activity with the heat output during eruptive periods, we note that a single nuée ardente explosion requires several cubic kilometres of steam, with a heat content of about 10^{15} calories. In one of its major eruptions, St. Vincent might discharge up to 100 nuées ardentes, requiring 10^{17} calories in all, whilst all the other historical eruptions seem to have been much smaller. 10^{17} calories discharged once a century corresponds to a mean rate of about 3×10^7 calories/sec, so the sum of solfataric and eruptive outputs is about 1.3×10^8 cals/sec.

The ordinary heat flow in non-volcanic regions is about 10^{-6} cals/sq.cm/sec, which would yield 1.3×10^8 cals/sec, from an area of about 1.3×10^4 square kilometres. This would cover a strip extending from St. Vincent to St. Kitts and about 25 km. wide. It therefore appears that the total heat associated with West Indian volcanism is little greater than that which emerges from comparable non-volcanic areas. In view of this surprising result, it would be of great interest to acquire heat flow measurements at points distributed as widely as possible over the area. Unless substantial additional heat flow remains to be detected in this way, the West Indian activity must be regarded as a very minor anomaly in the terrestrial heat flow pattern.

LITERATURE

MACGREGOR, A. G. 1936. Proc., Roy., Soc., B, 121, 232-52.
_____. 1938. Phil., Trans., Roy., Soc., B, 229, 1-90.
PERRET, F. A. 1939. Carnegie Institute of Washington, Publication No. 512.
POWELL, C. F. 1937. Proc., Roy., Soc., A, 158, 479-94.
_____. 1938. Phil., Trans., Roy., Soc., A, 237, 1-34.
WILLMORE, P. L. 1952. Nature, 169, 770.

R. ROBSON and P. L. WILLMORE — *Some heat measurements in West Indian soufrières.*



Pool No. 6, showing the fountain produced when the flow of steam is too great to be condensed in the water.

R. ROBSON and P. L. WILLMORE — *Some heat measurements in West Indian soufrières.*



Pool No. 5, showing gentle frothing produced when condensation is nearly complete.

R. ROBSON and P. L. WILLMORE *Some heat measurements in West Indian soufrières.*

Draining Pool No. 5



R. ROBSON and P. L. WILLMORE — *Some heat measurements in West Indian soufrières.*



Canister in position, to measure steam flow in Pool 5.

MILJENKO BULJAN

Institute of Oceanography and Fisheries, Split,
Yugoslavia

Deep Submarine Volcanisms and the Chemistry of Ocean

(With 3 figures)

Volcanisms in the Tyrrhenian sea area

H. THOMSON, 1931, has long ago set a rule valid for the Mediterranean waters, by which the content in nutrient salts (phosphorus and nitrates) grows smaller and smaller as we proceed from Gibraltar to the eastern parts of that sea.

The author found also that the Tyrrhenian basin represented an exception to the rule, but no explanation thereof was given. I have drawn a sketch of the situation in nutrients in the Mediterranean (Fig. 1 & 2). Our own data on the poor phosphate content prevailing in the deep Adriatic sea confirm the above THOMSON's rule (M. BULJAN and M. MARINKOVIC, in preparation).

During the Session of the « Commission Internationale pour l'Exploration de la Méditerranée » held in Venice in September 1953, I have tried to give an explanation by suggesting that deep submarine volcanisms do influence the chemical composition of sea water of the Tyrrhenian basin thus enriching the sea water with nutrients (BULJAN, M., 1954).

The Tyrrhenian-Sicilian area is known by the fact that it includes all the volcanic activity of the Mediterranean if the feebly active and limited Santorin area, situated in the shallow part of the Aegean, is left inconsidered. The depth of the Tyrrhenian basin reaches down to 3700 m, and the basin is completely encompassed either by land or by shallow submarine sills. Over this area runs the line of volcanic activity along which there are volcanoes like Vesuvius, Volcano and Stromboli, exhibiting a series of accompanying

phenomena such as fumarole, solfatara, etc. Beside these land phenomena, similar actions most likely occur under water also. So it was found by J. WALTER and SCHIRLITZ (quoted from BOGUSLAWSKI and KRÜMMEI O., Vol. I, p. 312) that a sea water area in the Bay of Naples was oversaturated with carbonic acid, apparently of volcanic origin.

We have every reason to consider the Tyrrhenian basin

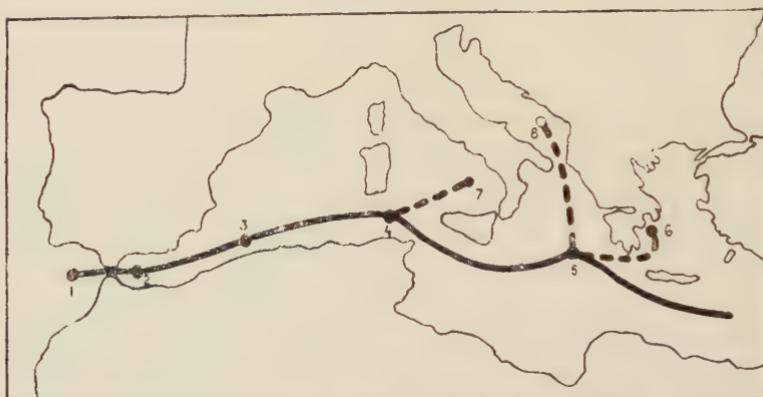


Fig. 1. - A line connecting the principal groups of DANA stations in the Mediterranean.

Legend: central places, roughly, of DANA stations in corresponding Mediterranean basins (full points); station of PREDVODNIK in the Adriatic (circle); main longitudinal chain of Mediterranean basins communicating between themselves (full line); chain branches of adjacent seas (broken line).

influenced to a certain not very high extent by volcanisms of that region.

Volcanic Ejectamenta and Sea water in general

Volcanoes and by-volcanic phenomena eject, beside lava, a huge amount of gases also mostly of acid or reductive properties. Matter found in volcanic exhalations include among others: H_2O , CO_2 , HCl , H_2S , SO_2 , N_2 , H_2 , H_2F_2 , SiF_4 and NH_3 (SAPPER and WOLF, 1935), beside gases containing H_3BO_3 , phosphoric and arsenic compounds, ferreous compounds, Cu , Mo , Se , etc. (KRIECHGAUER P., quoted from WAAGEN et al.; G. C. GEORGALAS and J. PAPASTAMATIOU, 1951, 1953). Volcanic vapours coming out from fumaroles are often

rich in NH_4Cl (RUDLER F. W., 1911). Volcanic exhalations are then able to enrich the deep sea water layers with nutrient matter directly, including here the compounds of phos-

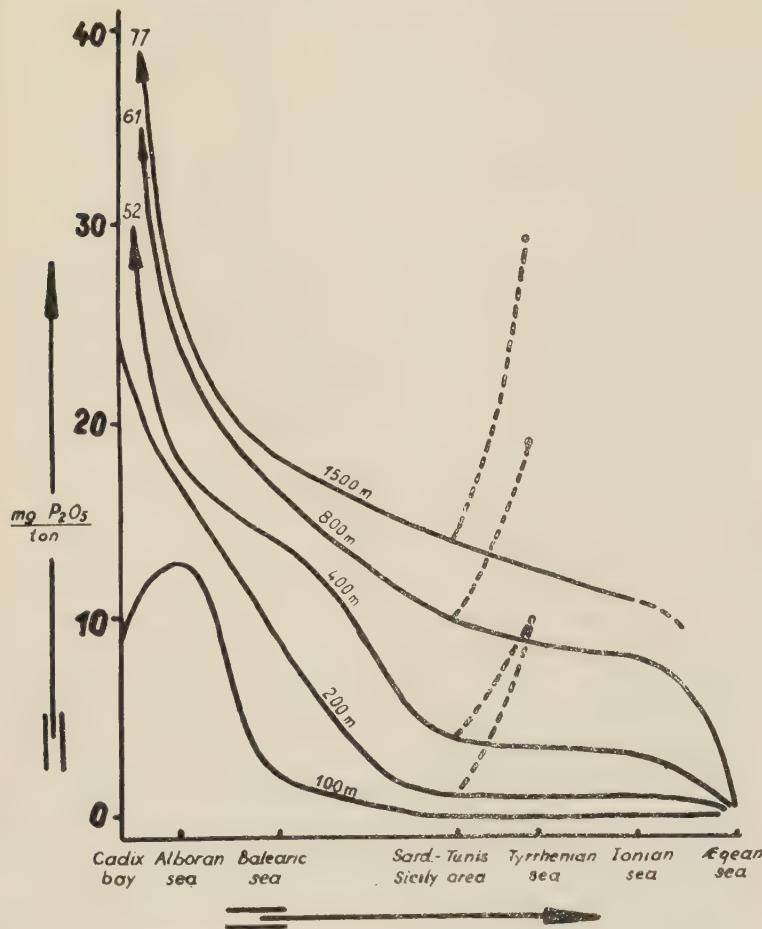


Fig. 2. - Phosphate content in the Mediterranean waters going from Gibraltar to the east. Abscissa, distance from Gibraltar area in West-East direction.

phorus, nitrogen, silicon, iron and a number of other metals, and various other compounds.

Any volcanic action, if occurring under water, supplies sea water with its acid products which on their part cause

the pH of a part of that sea water grow lower. The basic structure of sea water makes it an avid absorber of all acid components of exhalations.

We must not forget the way in which sea water is being influenced by volcanic lava too, because diffusion of volatile elements from volcanic lava into sea water occurs, moreover, when the deeper lava layers have already concreted (SCHNEIDERHÖHN H., 1933).

As to the presence of volatile phosphoric compounds in volcanic ejecta, beside the above mentioned we should remember that:

1) Phosphoric compounds among others are present in the sublimes of volcanoes (F. W. CLARKE, 1911, p. 251).

2) The presence of apatite in volcanic rocks is a normal occurrence. It is assumed that apatite is produced by the action of PCl_3 or PF_3 vapour and the red-hot lime silicates (D. T. GIBSON, 1944, p. 287).

3) TAGEEVA (TH. SAHAMA & K. RANKAMA, 1950, p. 589) has found that phosphates and arsenic compounds are concentrated in waters known for submarine volcanic actions.

4) OKADA's (1936) data illustrate that phosphate in quantities exceeding 100 P_2O_5 mg/ton was found in the surface layer at a station near the Iwozima Volcano. The farther situated stations yielded water almost deficient in phosphate.

If we want to obtain a true picture of the effects of volcanisms, we must bear in mind, beside the extension of this factor in time — which can involve entire geological periods — the strength of volcanic exhalations also. To illustrate the latter detail let us remind of the fact that about 1.250.000 tons of HCl and about 200.000 tons of boric acid are produced yearly by fumaroles of Katmai Volcano in the Ten Thousand Smokes Valley.

It is not my intention to produce data here to the end of proving the exactness of the opinion that submarine volcanisms are at work in some seas and in a much higher degree than in the Tyrrhenian area.

It would be enough to mention some items only.

- 1) Most of the volcanoes are in some way closely connected with the sea.
- 2) The part of the earth's surface which is covered with sea is larger than that one covered with land.
- 3) Most of volcanic islands started as submarine volcanoes.
- 4) Poor possibilities of our observing the activities of deep submarine volcanoes.

A number of volcanic eruptions occurring in large depths are not perceived as their outflows, irrelevant of their long duration and strengths, move quietly under the pressure of the water column lying above the submarine volcano, so that water vapours are not allowed to be formed while the gases are readily solved in water. This is the reason why no traces of their existence are left on the water surface by eruptions occurring at depths exceeding 2000 m.

Caribbean Irregularity

It seems that the Caribbean Sea is another example of the enrichment in nutrient salts by mean of submarine volcanisms.

The situation of nutrient salts in the Caribbean Sea was investigated by N. W. RAKESTRAW and H. P. SMITH in 1933, 1934 (1937). These investigations have shown that the water of the Caribbean Sea is richer with phosphates than the waters of the Atlantic and of the adjacent region of the Cayman Sea (lying west of the Caribbean). The situation was very similar as regards nitrates too, and the pH was also « distinctly different and lower from that outside ». Their profile (fig. 26) of the eastern part of the Caribbean Sea is interesting, notably at Station 1492 (in the Sta. Cruz coastal region). From the data given in their work it results quite clearly that the phosphate occurring in the eastern part of the Caribbean Sea has its origin neither in the high nor in the north or south Atlantic. The authors have it: « Neither the phosphate nor the nitrate can be accounted for in terms of the inflowing water » (p. 36). The authors, then,

have admitted the probability of biological factors being the cause of such a situation.

Apart from this biological explanation we are attempted to give a geochemical one, which is the subject of this paper. Needless to say I am fully aware that further evidence will be necessary before the attempted explanation is completely accepted.

A normal consequence of submarine volcanic action is that the surrounding water grows deficient in oxygen. The fact that the Caribbean Sea has a lower oxygen content than the adjacent Caymans region to the west of it, and much more lower than the neighbouring Atlantic Ocean — as established by H. R. SEIWELL (1939) — seems to confirm our opinion. The near-by volcanic region of Lesser Antilles presumably has here the same significance as the volcanic region in the Tyrrhenian Sea. Particular stress should be laid upon the fact that volcanoes, solfataras, and hot springs are situated on the inner (i.e. Caribbean) side of the great Antillean arc, which rises from the ocean bottom, dividing the Caribbean Sea from the Atlantic (F. W. RUDLER, *op. cit.*, p. 190).

Now, there is no special need to remember that the arc of Lesser Antilles is a region of lively volcanic actions.

The Pacific and the Atlantic Oceans may differ in their Chemical and Geological Systems owing to the Influence of Volcanisms

It is very likely that the influence of submarine volcanisms should also be considered when studying the oceans and not the enclosed seas of Europe and America only.

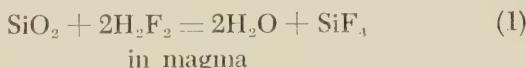
There is some difference between the chemical composition of the Pacific water and the chemical composition of the Atlantic water, which requires explanation. The contents of some nutrient matter in the waters of these two oceans differ very markedly, as e.g. silicon, phosphate, nitrate, and H-ions.

Let us take the example of silicon. It occurs in the Pacific waters, at depths ranging from 1.000 m down to the

bottom, in quantities of about 5.000 mg Si/t, while the Atlantic waters contain only about 800 mg Si/t. The nitrate and phosphate contents differ in the similar way, although the difference is not so strongly pronounced (SVERDRUP et al., op. cit., p. 245).

The abundance of the Pacific waters with silicon is of such a kind that no other visible cause could be convincingly made responsible for it but the very active volcanisms of that region.

Here is the probable mechanism of storing up of silicon in the Pacific:



and



and



According to SCHNEIDERHÖHN (op. cit.), SiCl_4 passes over from lava into sea water where its disintegration takes place.

Our opinion is considerably strengthened by OKADA's finding (op. cit.). This Japanese author gives analyses of SiO_2 content found in the surface waters of the Iwozima volcanic region. Quantities up to 16.250 mg/t SiO_2 were recorded for surface water, in the areas where volcanic gases used to emerge from the sea. (The quantities of SiO_2 found by us in the Adriatic sea are about 400 mg pro ton). The waters of the Pacific are richer in CO_2 , their pH values are lower and they contain larger quantities of bicarbonate, so that their alk/Cl ratio is constantly higher than that found in the Atlantic, as established by REVELLE R. (SVERDRUP et al., op. cit.). There is a difference between the Pacific and Atlantic sediments also, as little CaCO_3 is found in the Pacific and

much more in the Atlantic Ocean (vide SVERDRUP et al., op. cit. p. 1007).

It would, perhaps, be of some help in the solution of the problem of the difference in the alk/Cl, and the difference in the CaCO_3 content in sediments of both oceans to introduce a new factor, able to add further explanation of the question.

Such a factor, in our opinion, is really at work. It consists in volcanisms, particularly the submarine ones, which, judging from numerous indications, are exceptionally active in the Pacific, while volcanisms on the other hand are of very small intensity in the Antlantic to-day. « L'Atlantique est incomparablament moins volcanique que le Pacifique » — as THOULET J. (1932, p. 406) has it.

The constant difference between the ratios alkalinity/Cl in the waters of the Pacific and of the Atlantic on the one hand, and the differing contents of CaCO_3 in the sediments of the Pacific and the Atlantic on the other hand can, in our opinion, simply be explained by the circumstance that the waters of the Pacific, abounding in acid matter supplied by deep sea volcanisms, were able to solve the main part of CaCO_3 from the sediment and to transfer it into the solution in the form of bicarbonate, similarly as K. ANDRÉE (1920) suggested that it is happening in the Celebes and Banda Seas, — an occurrence having no analogy in the Atlantic region, or in a definitely far lesser degree.

The overlaying of the globigerina ooze over the layers of red clay in the depths of the Atlantic, the « climatic transgression », has been generally told to be the consequence of the sea water growing warmer during the actual geologic period (M. F. KLENOVÁ, op. cit., p. 359).

One imagines that the rise of water temperature on the termination of the Ice Age has diminished the amount of the atmospheric CO_2 solved in sea water which, sinking in areas of convergence, caused the actual deep waters of the Atlantic e.g. growing poorer in CO_2 . This situation would, then, account for the formation of globigerina ooze in the Atlantic.

So smaller or larger amount of carbonic acid in the deep

ocean water is, in the long run, responsible for the accumulation of globigerina ooze or for the formation of red clay, indirectly, through the influence of temperature conditions (Interglacials - Glacial Epochs).

But it results from these pages that perhaps a closer attention should be paid to supplies of deep waters with carbonic acid coming not only from the atmosphere (this component *depends* on climatic conditions prevailing in the atmosphere, and is thus dependent upon glacials and interglacials), but also from the Earth's crust directly, by means of submarine volcanisms (this component of carbonic acid found in sea water is *not dependent* upon climatic fluctuations in the atmosphere). It is not difficult to imagine that there may be intervals of time when the supply of deep sea water layers with carbonic acid and other soluble acid matter — in isolated parts of the oceans at least — grows considerably larger through the influence of the volcanic component without the occurrence of a glaciation.

We are inclined to believe that the evident fluctuations of foraminifera populations, and the prominent oscillations of phosphate content in ooze layers in the Caribbean Sea, as found by the Swedish Expedition « ALBATROS » lately (O. PRATJE, 1949), could partly at least be explained with the influence of the submarine volcanisms of this unquiet basin.

The Part played by Volcanisms in the Biogeochemical System of Sea Water

Deep sea volcanisms represent a geological factor of considerable extent, which, by introducing acid and reductive matter directly into the chemical system of sea water, favourably influences the biochemical system of circulation of nutrient matter in sea water (M. BULJAN, 1953, and *Report Geochem. Sympos.* Zurich, 1953), especially in the points 10, 11 and 12 (vide Fig. 3), so that the influenced sea region develops some of the characteristics of an eutrophic basin.

We do not forget here all those noxious influences of

local importance leading even to the destruction of marine

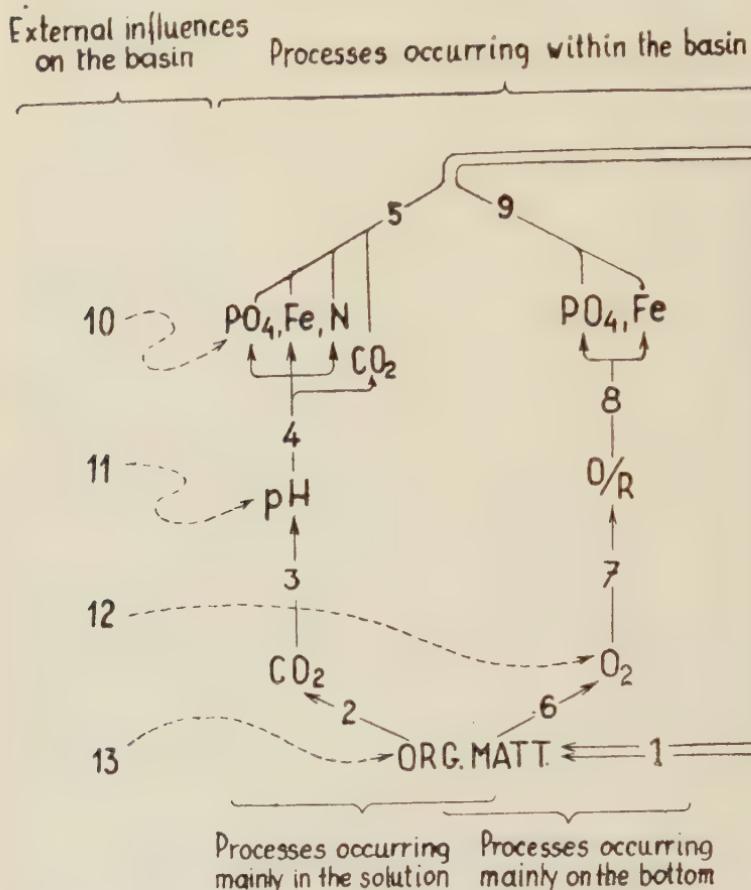


Fig. 3. - The cycle of nutrients in waters.

Legend: 1, organic production or synthesis of organic compounds; 2, mineralisation of organic compounds; 3, acidification \Leftarrow alkalinization; 4, increase of solubility \Leftarrow decrease of solubility; 6, consumption of O_2 during the mineralisation of organic compounds; 7, increase \Leftarrow decrease of reductive properties of the environment; 8, reduction \Leftarrow oxidation of sediments ($FePO_4 + e \rightleftharpoons Fe^{2+} + PO_4^{3-}$); 10, addition of nutrient salts from without the basin; 11, addition of acid matter from without the basin; 12, addition of reductive matter from without the basin; 13, addition of organic matter from without the basin.

organisms owing either to high concentrations of hydrogen

ions, or to the absence of oxygen, or to the presence of various matter whose high concentrations have surpassed the threshold of poisonousness.

Such observations, of local occurrences of dead fish and other marine organisms in the vicinity of places of volcanic action have, very likely, contributed to produce the opinion that volcanisms are a negative factor from the point of view of marine biology. That opinion has no doubt been strengthened by the analogously noticed noxious influences of direct volcanisms upon man. Places, known from submarine volcanisms, are often characterized by a phenomenon called « discoloured water ». The water lying over the crater area loses its normal colour, differing this from the water surrounding that area. In 1934, such water was found at the point $31^{\circ} 57' N$, $140^{\circ} 41' E$, while a new volcanic island emerged there in 1946 (Pilot Chart of the North Pacific Ocean, No. 1401, U. S. Navy, June 1947, vide also DIETZ, *op. cit.*).

This discoloration of water is produced only by the extremely high development of phytoplankton in the influenced area (private communication of Dr. DIETZ), it means as a direct effect of activity of a submarine volcano.

Submarine volcanisms occurring in the deep sea plays, in our opinion, an extraordinary important part in the strengthening of the biological potential of the oceans, i.e. by increasing the degree of their productivity. Submarine volcanisms represent the geochemical factor having the opposite effect of the sedimentation factor, which causes sea water to grow deficient in anorganic nutrient matter.

We believe that the abundance in marine organisms of Japanese, Aleutian, Indonesian, Antarctic and some other regions is to a certain extent positively correlated with the volcanic activity in this parts of the sea.

Discussion

Prof. T. W. GEVERS:

« The graph shown by the lecturer of the distribution of the content of nutrient salts in the waters of the Mediter-

ranean shows a progressive decrease from the Strait of Gibraltar towards the Aegean, except for the Tyrrhenian where there is a sharp rise. Can the lecturer tell us whether a similar increase has been found in the other volcanic region of the Mediterranean, namely around Santorin? Or is the configuration of the sea-floor there less conducive towards the retention of salts added by volcanism? ».

Dr. M. BULJAN:

« We have here to distinguish between two kinds of marine volcanisms: those in deep and those in shallow waters.

There are cases where volcanisms influence their next vicinity or even the surface water, as for instance Iwozima Volcano. No matter how much the surface layers of a sea are influenced by exhalations and enriched locally with various matter such as CO_2 , NH_3 , Fe-compounds, H_2S , etc., the balance in this open system is readily restored owing to oversaturation augmented by the high temperature of sea water. This is followed by a sudden exchange of gases from

airwards

the sea with those from the atmosphere ($\text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{O}_2$).
seawards

Consequently, a quantity of gases will escape directly into the atmosphere, and Fe, P, Mn and other compounds, being insoluble now, will be precipitated on the sea bed. So it happened that e.g. at a distance of 1,5 km from the volcanic island of Iwozima no particular influence on the chemistry of sea water was established (OKADA, 1936).

The mere addition of compounds of various nutrient matter to sea water is, then, not sufficient to secure the entering of that matter into the solution.

In the case of deep sea water volcanisms, however, this condition is fulfilled. The temperature of the water lying around the crater does not rise excessively, as the amount of water which contributes to the cooling of gases and lava is enormous. This quantity of water actually increases with the cube of the depth of the submarine volcano.

If the orifice of an active deep sea volcano is deeper

than 2000 m (the supercritical volcanism), the entering of all gaseous ejecta in the solution is secured completely. Having no chance to escape into the atmosphere this matter remains in the deep sea water layers enriching them with H⁺ and increasing the solubility of various matter, such as phosphorus and Fe - compounds, etc.

Reductive matter such as H₂S, SO₂, COS, etc. will, on the other hand, have a similar favourable effect by eliminating O₂ from sea water, lowering thus the redox potential of both the deep water layers and the sea bed and impeding the formation and precipitation of sesquioxids and the adsorption of phosphate upon them. All these facts will tend to favour the remaining of phosphate in the solution and cause the enriched water to spread and disperse over a wider area.

All the above mentioned circumstances will result in the deep layers of sea water growing richer with nutrient salt such as PO₄, N, and Si, and Fe - compounds and H, etc. in a sea water basin where volcanic phenomena occur even in a lesser degree as e.g. in the Tyrrhenian Sea. All these conditions are not fulfilled in the shallow region surrounding Santorin Volcano ».

Dr. R. S. DIETZ:

« In reference to Mr BULJAN's belief that the deep waters of the Tyrrhenian have been affected by volcanic emanations, I recall a recent conversation with Drs. Helge THOMPSON and Anton BRUN in which they told me of an unusual sample collected from the Tyrrhenian Sea during the cruise of the « Dana ». A water sample brought up from near the bottom showed a temperature higher than the water above. Also, the sample effervesced profusely but there was no way to trap the escaping gases. An attempt was made to repeat the sample but without success. It was THOMPSON's opinion that there must have been some gas spring in the sea bottom there, but the observation seemed to be so bizarre that it was never published ».

Prof. O. K. EMERY:

« Do you have any measurements of higher than normal Si/P ratios near submarine volcanoes? ».

Dr. M. BULJAN:

« The increasing of the concentration of Si and P is taking place in the waters in the proximity of volcanoes, but until now I have found too few analyses which would enable me to produce a picture of the rate of accumulation of each of the factors ».

Dr. F. KOCZY:

« The water content as well as the HCl content of volcanic exhalation should change the salinity of sea water, but we did not find any indication of that fact during the Swedish Deep Sea expedition except in the northern Atlantic Ocean near Bermudas ».

Dr. M. BULJAN:

« Similar questions were put many times by different authors, who supposed that the influence of volcanisms upon the constitution of sea water was insignificant. So e.g. K. VALLO (1948) has remarked that the introduction of common salt by means of volcanisms should result in a change of the salinity structure of sea water, i.e. that the salt content should grow larger. The author tried to explain the absence of such a rise of salinity by the limited area exposed to the influence of volcanisms so that it is insignificant and so it does not leave traces in the general mass of sea water.

In fact the situation is reverse. The composition of volcanic exhalations being of such a kind that 99.8% of all gaseous matter is represented by H_2O , as found by ALLEN and SUESS in the fumarole gases of the Katmai Volcano (SAPPER and WOLF), an increase of chlorinity in sea water around the volcanic regions is not to be expected: on the contrary, a decrease is quite probable. This is in agreement with the opinion presented by E. SUESS, i.e. that the water contained in volcanic exhalations is of magmatic origin, representing

juvenile hypogene water (F. W. RUDLER). This is in agreement with the ROBSON and WILLMORE's paper read before this Congress too. As a result of what we have said here we could conclude that the sea area influenced by submarine volcanisms is expected to have a lower salinity than the surrounding area, providing there are no other factors producing changes of salinity ».

LITERATURE

ANDRÉE, K., 1920: *Geologie des Meeresbodens*. II. Bd., Leipzig.

BOGUSLAWSKI, G. & O. KRÜMMEL, 1907: *Handbuch der Ozeanographie*. Bd. I, Stuttgart.

BULJAN, M., 1953: *The system of biogeochemical circulation of nutrients in water basins*. Bull. Scient. Cons. Acad. Yougoslavie, Tome I, No. 3, Nov. 1953, pp. 81-82.

BULJAN, M., 1954: *Influence of deep submarine volcanisms upon the Chemistry of sea water*. Rapp. Proc. - verb. des Réunions de la Comm. Int. Expl. Sci. Méditerr. Vol. XII (Nouvelle Sér.), Paris.

BULJAN, M. & M. MARINKOVIC: *Hydrographic investigations in the Adriatic from 1947 to 1950*. (In preparation).

CLARKE, F. W., 1911: *The Data of Geochemistry*. Ind. Ed. Washington.

DIETZ, R. S., 1954: *The explosive birth of Myojin Island*. Nat. Geogr. Mag., Vol. CV, No. 1, pp. 117-128, Washington D. C.

GEORGALAS, G. C. & J. PAPASTAMATIU, 1951: *Über den Ausbruch des Santorinvulkanes von 1939 - 1941. Der Ktenas-Ausbruch*. Zweite vorläufige Mitteilung. Bull. Volcanol., Série II, Tome XI, Napoli.

GEORGALAS, G. C. & J. PAPASTAMATIU, 1953: *L'éruption du volcan de Santorin en 1939 - 1941. L'éruption du dôme Fouqué. Troisième communicat. provisoire*. Bull. Volcanol., Série II, Tome XIII, Napoli.

GIBSON, D. T., 1949: *The terrestrial distribution of the elements*. Quart. Reviews of the Chem. Soc., Vol. III, No. 3, London.

KLENNOV, M. V., 1948: *Marine geology*. (In Russian). Moscow.

KRIECHGAUER, P.: *Vulkanologie*, from L. WAGEN, J. BEBBER, P. KRIECHGAUER: *Unsere Erde*. pp. 75-130, Wien.

OKADA, T., 1936: *Report of the oceanographical observations in the neighbouring seas of a new volcanic Island « Iwozima Sinto » in July 1933*. Journ. of Oceanography, Kobe, Nr. 1.

PRATJE, O., 1949: *Die Fortschritte in der Erforschung des Meeresbodens durch die Schwedische « Albatros »-Expedition 1947-1948*. Deutsch. Hydr. Zeitschr., Bd. 2, Heft 4.

Report Symposium on Geochemistry, Zurich, 1953. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 4, p. 211, London 1953.

RAKESTRAW, N. M. & H. P. SMITH, 1937: *A contribution to the chemistry of the Caribbean and Cayman Seas*. Woods Hole Ocean. Inst. Collected Reprints, No. 140.

ROBSON, G. R. & P. L. WILLMORE, 1955: *Some heat measurements in West Indian Soufrières*. Bull. Volcanol., Série II, Tome XVII, Napoli.

RUDLER, F. W., 1911: Volcanol. Encyclop. Britan., XI. Ed., Vol. XXVIII, pp. 178-192.

SAHAMA, Th. G. & K. RANKAMA, 1950: *Geochemistry*. Chicago.

SAPPER, K. & F. WOLF, 1953: *Vulkanismus*. Handwörterb. der Naturwissenschaften, Bd. X, pp. 310-341, Jena.

SCHNEIDERHÖHN, H., 1953: *Erzlagerstätten*. Handwörterb. der Naturwissenschaften, Bd. III, Jena.

SEIWELL, H. R., 1939: *Die Verwendung der Verteilung von Sauerstoff auf die physische Ozeanographie des Karibischen Meeresgebiete*. Gerlands Beiträge zur Geophysik, Bd. 54, Hf. 4, 1939, Leipzig. Woods Hole. Contrib. No. 192, 1939.

SVERDRUP, H. U., M. W. JOHNSON, R. H. FLEMING, 1946: *The oceans*. New York.

THOULET, J., 1932: *Notes d'océanographie abyssale*. Ann. Inst. Océan., T. XII, N. S., Paris.

THOMSON, H., 1931: *Nitrate and phosphate contents of Mediterranean water*. Rep. on the Danish Ocean. Exped. 1908-1911. Vol. III.

VALLO K., 1948: *Obscaja geografija morjej*. Moskva.

L. BARRABÉ

Quelques observations sur la nature et l'âge des manifestations volcaniques des Petites Antilles Françaises

Au cours d'un récent voyage à la Martinique et à la Guadeloupe (Janvier à Mars 1952), j'ai pu faire un certain nombre d'observations nouvelles qui permettent de préciser sur quelques points nos connaissances sur la nature et l'âge des manifestations volcaniques dans ces îles.

I. - La Martinique

En ce qui concerne la Martinique, il est bien établi, depuis les études de A. LACROIX, que le massif volcanique du Nord de l'île, comportant les centres du Morne Jacob, du Carbet et de la Montagne Pelée, est le plus récent de l'île, le volcan de la Montagne Pelée étant toutefois le seul en activité de nos jours. Il est malaisé de préciser l'âge des autres édifices volcaniques de cette région. Ce sont seulement les tufs volcaniques marins avec intercalations calcaires, d'âge probablement burdigalien, s'étendant le long de la côte NE de la Martinique, entre Trinité et la Pointe Ténar au Nord de Ste Marie, et s'ennoyant vers l'W ou l'WNW, avec un faible pendage, sous les dépôts de projection du Morne Jacob, qui fournissent un repère géologique inférieur. Le centre éruptif du Morne Jacob serait donc postburdigalien.

L'examen d'un affleurement calcaire qui m'a été signalé par M. DREYFUS et le R. P. PINCHON dans la Ravine Mabe, affluent de la rive gauche de la Rivière Céron, à 4 km environ au Nord du Précheur (NW de la Montagne Pelée), m'a permis d'apporter une donnée nouvelle concernant le massif de la Montagne Pelée.

DUBLANcq-LABORDE (1) avait signalé en 1912, en divers points du versant NW de la Montagne Pelée, des blocs calcaires métamorphisés et emballés dans les tufs ponceux. Ces blocs auraient été projetés après avoir été arrachés au substratum du volcan au cours d'éruptions anciennes. Or c'est l'un d'eux que j'ai observé dans la ravine Mabe (ou « Marbre »). En réalité, il ne s'agit nullement d'un fragment de calcaire provenant du socle du volcan, mais d'une lentille calcaire subhorizontale affleurant sur une cinquantaine de mètres de longueur et 7 m. d'épaisseur moyenne, traversant un ancien lit du torrent remblayé par des éboulis à une date récente. Ces calcaires sont en partie massifs, durs et en partie tendres et souvent concrétionnés, ils ne sont pas métamorphisés. Je n'y ai observé aucun fossile macroscopique déterminable, par contre certains échantillons sont constitués par des algues calcaires (*Lithophyllum*) et des Amphistégines avec quelques débris de tests de Mollusques cimentés par de la calcite plus ou moins fine.

Il est indiscutable que cette lentille calcaire est en place, qu'elle a été déposée au cours d'une transgression marine sur un socle constitué par des projections volcaniques anciennes et qu'une nouvelle phase éruptive plus récente l'a ensevelie sous de nouvelles projections.

L'altitude actuelle de ces calcaires atteignant environ 180 m., on doit en conclure qu'une surélévation du Nord de la Martinique de près de 200 m. a succédé à la transgression marine ainsi mise en évidence, mais l'âge précis de cette dernière ne peut pas être établi d'après les organismes cités précédemment. Il est possible que ces formations soient miocènes, par analogie de faciès avec des calcaires intercalés dans des tufs près de l'Anse Azerot, entre Trinité et Ste Marie, sur la côte est, calcaires qui renferment aussi des *Lithophyllum* et des Amphistégines abondantes et qui paraissent devoir être rapportés au Miocène (Burdigalien?).

Ce Miocène transgressif de la côte NE de la Martinique

(1) DUBLANcq-LABORDE - *Sur l'existence de blocs calcaires métamorphisés dans les tufs ponceux anciens de la Montagne Pelée.* C. R. Ac. Sc., t. 154, p. 824-826, 1912.

est nettement plissé et il peut atteindre plus de 100 m. d'altitude au SW de Ste-Marie. L'altitude de 180 m. de la lentille calcaire de la ravine Mabe est d'ailleurs aussi un argument sérieux en faveur de son âge miocène car aucune formation marine plus récente n'a été signalée jusqu'ici à une cote aussi élevée.

J'ai observé attentivement les brèches volcaniques qui encadrent la lentille calcaire de la ravine Mabe, mais sans réussir à mettre en évidence une différence pétrographique appréciable entre les brèches du toit et les brèches du mur qui sont très analogues et toutes deux andésitiques, bien que d'âges probablement assez différents.

Ainsi le socle du massif de la Montagne Pelée semble constitué par une série volcanique ancienne, peut-être contemporaine de la série de Fonds-Moustique du Sud de la Martinique, et recouvert par une transgression marine miocène avant l'édification des volcans plus récents ou actuels.

II. - La Guadeloupe

Dans le Sud de la Guadeloupe s. str., aux abords de la route de Vieux-Fort, de part et d'autre de la Rivière Blondeau, des affleurements calcaires ont été signalés par DUCHASSAING, puis par PAYEN et SAINTE-CLAIRE-DEVILLE. J'ai examiné personnellement ces massifs calcaires en 1933 et à nouveau en 1952, car ils ont une grande importance pour l'interprétation de la constitution du socle de la Guadeloupe.

Le massif calcaire le plus important est situé à l'Est de la Rivière Blondeau; il émerge, à 50 m. environ au Nord de la route de Vieux-Fort, au milieu des cinérites, des lapilli et des brèches volcaniques irrégulièrement stratifiées du massif Caraïbe. Une carrière y a été ouverte pour alimenter un four à chaux situé en bordure de la route. Les calcaires sont généralement assez tendres, mal stratifiés, pauvres en fossiles visibles à l'oeil nu; seuls quelques moules de polypiers s'y rencontrent. En lame mince je n'y ai observé que des Mélobésières et des Amphistégines.

Le contact des calcaires et des formations volcaniques

encaissantes est souvent très redressé et localement une brèche à éléments volcaniques gris et noirs et à éléments calcaires fait transition entre les calcaires et les dépôts volcaniques.

Le massif calcaire se présente comme une ancienne colline, soumise à une longue érosion karstique postérieurement à son émersion, puis recouverte par les projections du massif volcanique voisin qui ont remblayé les diaclases élargies en crevasses de l'ancien karst. Des failles ont joué ultérieurement dans le massif calcaire et les formations éruptives encaissantes donnant naissance à des brèches de friction et à des miroirs de failles à striation 30° E environ. Localement s'observent également des tufs calcaires enrobant des éléments volcaniques.

Un second affleurement calcaire, situé sur la rive droite de la rivière Blondeau, en bordure de la route de Vieux-Fort, est moins étendu que le précédent, il constitue une fenêtre de 30 m. sur 20 m. approximativement, légèrement bombée, qui émerge des formations volcaniques du massif Caraïbe. Les caractères des calcaires sont les mêmes que ceux de l'affleurement principal, mais localement ces calcaires renferment de nombreux débris de fossiles peu déterminables d'ailleurs.

Il résulte de ces conditions de gisement que l'on est en présence d'un affleurement à topographie très accidentée d'un ancien substratum de calcaires marins, recouvert par les matériaux de projection provenant des éruptions du volcan du Morne Caraïbe et non d'une intercalation calcaire lenticulaire entre deux complexes volcaniques d'âges différents, comme c'est vraisemblablement le cas près de la Rivière Céron à la Martinique. L'ancien socle calcaire, dont je n'ai pas trouvé d'autres affleurements dans la région, est probablement miocène, par analogie de faciès, de microfaune et de microflore avec les autres calcaires miocènes de la Guadeloupe et aussi de la Martinique, comme je l'ai admis en 1933. Cependant une confirmation paléontologique de cet âge serait utile.

* * *

À la suite de ma mission à la Guadeloupe en 1933, j'avais signalé (1) l'abondance de quartz dihexaèdriques dans les latérites qui constituent la plaine NE de la Guadeloupe proprement dite, principalement entre la Pointe Allègre, à l'extrémité N de l'Ile, et Goyave, au Sud de Petit-Bourg.

L'examen de ces quartz, dont le diamètre moyen varie de 0 mm, 5 à 4 mm, m'ayant permis de constater qu'ils sont tous corrodés comme des phénocristaux de rhyolites ou de dacites, j'en ai conclu qu'ils dérivent de roches volcaniques acides, altérées et latéritisées. M. BRUET ayant proposé une autre explication de l'origine de ces quartz j'ai réexaminé la question au cours de ma dernière mission et je suis arrivé à la conclusion suivante (2):

Les quartz dihexaèdriques des latérites proviennent certainement d'anciennes roches éruptives acides, probablement de dacites dans la plupart des cas (ils renferment d'ailleurs des inclusions vitreuses qui ont été observées par M. DEICHA et qui sont incompatibles avec tout autre mode de formation). Dans certains cas, ils sont concentrés à la surface du sol par les eaux de ruissellement ou dans certaines couches de latérites stratifiées d'origine alluviale, mais souvent ils sont disséminés dans des latérites primaires.

L'objection principale qui pourrait être faite à cette hypothèse réside dans la rareté des roches à quartz libre dans les coulées volcaniques récentes de la Guadeloupe et j'avais été conduit à considérer que les latérites de la plaine NE de la Guadeloupe devaient provenir, pour une grande part, d'un complexe volcanique antémiocène, vraisemblablement contemporain de celui de la Désirade où les roches acides, les dacites surtout, jouent un rôle important.

(1) BARRABÉ L. - *Rapport sur les résultats d'une mission pour la recherche du pétrole à la Guadeloupe (1953)*. Ann. de l'O. N. C. L., 1934, n° 4, p. 625-661.

(2) BARRABÉ L. - *Sur l'origine de quartz bipyramidés des latérites du versant oriental de la Guadeloupe proprement dite*. C. R. somm. Soc. Géol. de Fr. n° 15, 1952, p. 334-335.

L'étude du Nord de la Guadeloupe m'a permis d'observer, entre la Pointe Allègre et Sainte-Rose (entre l'habitation La Ramée et l'usine de la Comté) et se poursuivant vers le NW jusqu'à la Pointe Madame, des affleurements très étendus de brèches volcaniques constituées par des blocs de dacite de toute taille, plus ou moins altérés. Le long du rivage, près de la Pointe à Roche, ces éléments de dacite sont relativement frais au niveau de la mer, plus altérés au-dessus et enfin la brèche est surmontée d'une latérite riche en quartz dihexaédriques corrodés identiques à ceux de la dacite sous-jacente. Cette latérite semble peu remaniée, mais il est certain que son transport plus ou moins lointain, par les eaux de ruissellement et les cours d'eau, donnerait naissance à des latérites alluviales et stratifiées avec concentration de quartz dans certains lits.

La brèche qui constitue la Pointe Madame est formée de blocs de toutes tailles d'une roche très homogène et présente les caractères des dépôts de nuées ardentes.

Il semble donc vraisemblable que des éruptions du type peléen aient joué un rôle important dans cette extrémité septentrionale de la Guadeloupe. Leurs centres d'émissions ne sont pas encore bien définis, mais des coulées basiques (labradorites sombres) présentant souvent un délit stratiforme notamment près de la Pointe du Vieux Fort, au SW de la Pointe Allègre, sont superposées aux brèches peléennes, donc plus récentes et sont vraisemblablement issues du volcan du Piton Ste-Rose situé à 3 km au Sud. Il est par suite possible que ce même volcan ait présenté antérieurement un caractère peléen ou vulcanien, mais il est également possible que les émissions dacitiques soient beaucoup plus anciennes et correspondent à une phase volcanique antérieure, telle que celle que j'ai définie à la Désirade.

*
**

L'origine et les conditions de formation des latérites qu'il m'a été possible de mettre en évidence à l'Ouest de Sainte-

Rose, sont en général beaucoup plus difficiles à préciser dans le plaine NE de la Guadeloupe.

Indiscutablement beaucoup de latérites sont remaniées, ainsi que le montre leur caractère nettement stratifié sur des épaisseurs plus ou moins grandes, avec couches riches en quartz bipyramidalés (nouvelle route forestière, près de Duclos) et il est possible de les considérer en partie comme des alluvions de « piedmont » provenant de l'érosion de la chaîne volcanique intérieure; cependant le plus souvent ces dépôts remaniés sont réduits ou même absents et ce sont des brèches volcaniques de natures variées qui ont donné naissance, par altération, aux latérites superficielles souvent riches en quartz bipyramidalés. Ces brèches sont souvent dues à des projections, parfois même à des nuées ardentes, mais elles renferment fréquemment des éléments roulés qui témoignent de remaniement par les eaux. L'examen des dépôts des nuées ardentes récentes, dues à l'éruption de la Montagne Pelée en 1929, m'a permis d'observer près du Précheur, à la Martinique, l'importance de tels remaniements qui ne permettent plus en général de distinguer les formations originelles de la nuée ardente des matériaux repris par l'érosion torrentielle.

Localement, notamment entre la Rivière à Goyave et la Rivière la Rose et près de Capesterre, de gros blocs de labradorite non altérée sont disséminés à la surface de latérites jaunâtres ou brunes, généralement pauvres en quartz bipyramidalés; l'uniformité de constitution de ces formations me conduit à les considérer comme le résultat de la latérisation partielle d'anciennes coulées de laves, cependant elles peuvent dériver aussi de projections monogéniques (nuées ardentes ?).

Vers le Sud, à partir de la Rivière du Caranguais (entre Ste Marie et Capesterre), des dépôts de projections volcaniques et parfois de nuées ardentes bien caractérisées (près du Carbet, entre Capesterre et Bananier), non latéritisés et correspondant à des éruptions certainement peu anciennes du groupe de la Soufrière et du volcan de la Madeleine, masquent presque totalement le substratum latéritisé.

Malgré la complexité de la constitution de ce versant

oriental de la Guadeloupe, la plus grande partie des latérites primaires qu'on y rencontre semble dériver de formations volcaniques antérieures à la phase éruptive qui a donné naissance à la chaîne axiale de l'Île. L'absence de témoins de calcaires marins, comparables à ceux de la Rivière Blondeau, dans ce complexe volcanique, ne permet pas d'y distinguer, toutefois, le rôle éventuel qu'y ont pu jouer les éruptions ante-miocènes.

* * *

Les formations latéritiques de l'Isthme de la Rivière Salée et de la plaine qui s'étend, entre Pointe-à-Pitre et Vieux-Bourg, dans l'Ouest de la Grande Terre, prolongent celles de la plaine NE de la Guadeloupe et présentent les mêmes caractères. Elles renferment aussi parfois des quartz dihexaédriques corrodés abondants, et, localement, notamment au N de Belle-Plaine (NW des Abymes) de gros blocs de labradorite non altérée, s'observent à la surface du sol. L'examen des relations de ce complexe volcanique avec les calcaires miocènes qui constituent la majeure partie de la Grande Terre m'avait permis, en 1933, d'observer la superposition de ces derniers au socle latéritique. J'ai pu vérifier cette disposition au cours de ma dernière mission. Des tufs et des sables aquitaniens à *Pecten ventonensis* Woodring et à *Asterigerina angulata* Cushman, ou des conglomérats calcaires à éléments très altérés s'observent presque toujours à la base des calcaires, surmontant les formations latéritiques qui sont donc anté-miocènes (il est possible toutefois que les labradorites de Belle-Plaine soient plus récentes). L'âge de ce substratum volcanique reste cependant encore imprécis.

J'avais émis l'hypothèse, en 1934, qu'il pouvait être le même que celui du socle volcanique avec intrusions grano-dioritiques qui émerge à la Désirade sous une couverture de calcaires miocènes (aquitaniens probablement) analogues à ceux de la Grande Terre. Je rapportais alors ce complexe éruptif de la Désirade au Crétacé Supérieur, mais les publications récentes de R. A. CHRISTMAN sur les îles de Saint-

Barthélémy et Saint-Martin m'ont conduit récemment à le considérer comme plus vraisemblablement éocène supérieur (1).

Mais le faciès latéritique de la série volcanique antémiocène de la région des Abymes est bien différent du faciès d'altération du socle de la Désirade et il est possible que ces deux séries volcaniques soient d'âge différent; celle de l'isthme de la Rivière salée et de la plus grande partie de la plaine orientale de la Guadeloupe pouvant d'ailleurs s'être constituée au cours de plusieurs phases d'activité volcanique, certaines antémiocènes, d'autres peut-être miocènes ou plus récentes.

Conclusions

La reconstitution des diverses phases volcaniques qui ont joué un rôle dans l'édification de la Guadeloupe nécessitera une étude minutieuse des différents centres d'éruption, de la nature pétrographique des manifestations volcaniques successives de chacun d'eux et des données susceptibles d'établir une chronologie de l'ensemble.

Jusqu'ici, faute de carte topographique à peu près correcte, de l'Ile, il n'aurait pas été possible d'effectuer un tel travail, mais les photographies aériennes et la nouvelle carte topographique au 1/25.000^e en cours d'achèvement par l'I.G.N. pourront permettre de le mener à bien.

Cependant, dès maintenant, il me paraît possible de distinguer dans la Guadeloupe s. str. les principales phases volcaniques suivantes:

1^o - Une phase vraisemblablement éocène, caractérisée par l'abondance des venues rhyolitiques et dacitiques et qui a été suivie d'intrusions granodioritiques à la Désirade.

2^o - Une partie du complexe volcanique latéritisé de la région des Abymes et de la plaine orientale de la Guadeloupe s. str. peut aussi, mais avec réserves, être attribuée à cette

(1) BARRABÉ L. - *Observations sur la constitution géologique de la Désirade (Guadeloupe)*. Bull. Soc. Géol. Fr., 6^e s., t. III, 1952, p. 613-626.

Récemment MITCHELL a signalé l'existence de calcaires à Lépidocyclines et à Dixocyclines traversés par les granodiorites à la Désirade,

phase; il est possible cependant que des manifestations plus récentes, bien qu'anté-miocènes (oligocènes ?) aient joué un rôle essentiel dans la mise en place de ce complexe.

3^o - La transgression aquitanienne a interrompu presque totalement, semble-t-il, l'activité volcanique dans cette région des Petites Antilles. Cependant quelques intercalations de tufs marins à la base des calcaires miocènes de la Grande Terre, notamment près des Abymes, témoignent peut-être de la continuation des manifestations volcaniques dans la Guadeloupe où la transgression aquitanienne n'est généralement pas apparente.

4^o - Les manifestations volcaniques (pliocènes et quaternaires) qui ont donné naissance à la chaîne axiale de la Guadeloupe semblent se rapporter à deux phases principales:

a) la phase récente quaternaire et actuelle a formé l'ensemble des édifices volcaniques bien caractérisés comportant des volcans à cratères ayant émis des coulées labradoritiques principalement et des volcans peléens tels que la Soufrière (étudiée en détail par M. BRUET (1)).

Cet ensemble dont la morphologie encore très fraîche est remarquablement nette sur les photographies aériennes de l'I.G.N., alors qu'elle apparaissait mal sur l'ancienne carte topographique du Service Hydrographique de la Marine (1875), occupe approximativement le tiers sud de la Guadeloupe.

Les émissions volcaniques de cette phase récente ne semblent comporter que des labradorites et des andésites; aucune dacite n'y a été signalée jusqu'ici. Cependant A. LACROIX a noté l'existence de cristaux de quartz bipyramidés dans des produits d'altération du sommet de la Soufrière et M. LASERRE a recueilli également de tels quartz au sommet de la Petite Montagne (Montagne du Trou aux chiens de la Carte), ce qui indique que des roches plus acides ou tout au moins à quartz libre existent localement dans cette région. J'ai d'ail-

(1) BRUET E. - *La Soufrière de la Guadeloupe. Contribution à l'étude des édifices volcaniques peléens.* Annales de Géographie, t. 6, 1950, p. 51-64.

leurs observé des blocs d'andésite quartzifère dans les flancs de la Petite Montagne.

b) Le pays montagneux qui prolonge jusqu'au Nord de la Guadeloupe le massif de la Soufrière, correspond à une phase volcanique nettement plus ancienne que la précédente étant donné l'absence d'une morphologie volcanique conservée, du fait de l'action prolongée de l'érosion, bien mise en évidence par les photographies aériennes. Dans toute cette région les roches volcaniques, labradoritiques le plus souvent, ne sont encore que partiellement altérées et ne sont pas évoluées en véritables latérites.

Les formations dacitiques du Nord de l'Île doivent, peut-être, être attribuées au début de cette phase, mais il semble probable qu'elles sont plus anciennes.

E. BRUET

Premiers résultats des sondages effectués en Guadeloupe Volcanique par l'Électricité de France Enclave dans une Bombe

Ces sondages ont été effectués sous ma direction. Une disposition spéciale des cours d'eau en Guadeloupe volcanique est commandée par la situation dominante du Cône de la Soufrière: les cours d'eau reçoivent ainsi une orientation rayonnante remarquable. En plus il y a l'action des vents dominants. On a donc été conduit à rechercher la réunion de plusieurs des torrents périphériques du massif principal. On avait ainsi prévu: un ouvrage de prise sur le Grand Carbet à la cote 410; une dérivation du Grand Carbet depuis l'ouvrage de prise jusque dans la vallée de la rivière Bananier; un ouvrage de prise sur le Bananier à la cote 325; une dérivation sur la rive droite du Bananier sur le flanc du Morne Cadeau; une conduite forcée de l'extrémité de la dérivation jusqu'à l'emplacement de l'usine; une usine hydroélectrique en bordure rive droite du Bananier à la cote 86.

C'est sur ces parcours que les sondages ont été effectués.

L'examen superficiel des terrains permet d'écrire qu'en profondeur existent des roches volcaniques très altérées d'âge Éocène ou Crétacé, d'une épaisseur importante; leur substratum n'est pas connu mais les travaux de Mr L. BARRABÉ à la Désirade donnent néanmoins une précieuse indication.

Quant aux sondages ils ont montré que sur les coulées ou matériaux de projection plus ou moins latérisés, il y a des recouvrements locaux d'éboulis et de matériaux de projection plus récents.

Dès maintenant, les premières conclusions sont les suivantes dans les parties moyennes et hautes du massif de la Soufrière.

1^o - Le matériel volcanique traversé par les sondages en profondeur révèle la présence d'anciens sols représentant un climat quelque peu différent de celui que connaît actuellement la Guadeloupe Volcanique: certains sols sont quelque peu évolués par un climat tropical, d'autres semblent indiquer des précipitations atmosphériques moins importantes qu'à l'heure actuelle, car il s'agit de sables fins de désagrégation in-situ des coulées.

On notera qu'à ces époques, la Soufrière, volcan péléen, n'existait pas et que les laves s'épanchaient au Nez-Cassé et à l'Échelle, au départ d'un cratère situé à une altitude relativement plus basse que le Cône de la Soufrière.

2^o - Une étude systématique faite sur les carottes de sondages, en lames minces, au microscope, montre que les minéraux constitutifs (feldspaths labrador; pyroxènes: hyperssthène et augite) se sont affaissés sur eux-mêmes sous l'action d'un réactif autre, semble-t-il, que l'acide carbonique contenu dans les eaux météoriques. On devrait dans ce cas rechercher l'origine de ce réactif dans les eaux sulfureuses émises, à l'époque, par le volcan: coulées boueuses riches en soufre et en acide sulfurique.

3^o - Sur la rive droite du Grand Carbet, à la cote 410, une seconde coulée de labradorites a été découverte en profondeur avec interposition de matériaux de projection et de roche décomposée.

4^o - Les lacs des massifs volcaniques de la Guadeloupe, comme le Grand Étang, ne sont pas des lacs-cratères, mais bien des lacs de barrage édifiés par des coulées.

Seule la Citerne est indubitablement un lac-cratère.

Ce sont d'ailleurs les conclusions que j'avais adoptées dans mon étude parue en 1951 dans les *Cahiers Géologiques de Thoiry: Recherches Géologiques dans la Guadeloupe volcanique*, n° 5, que les sondages en question viennent confirmer.

Les roches plus ou moins latérisées du substratum connu sont visibles à l'W. comme à l'E. du massif de la Soufrière. À l'E., on les voit entre le pied du Nez-Cassé et la Rivière Rouge de Matuba. À l'E. elles apparaissent à Neufchâteau où la carapace latéritique est partiellement démolie actuelle-

ment par l'érosion en donnant des quartz bipyramidés avec des nodules ferrugineux, dans des amas d'eaux, après les pluies, alors que l'eau qui s'épanche est fortement chargée de silice colloïdale. Au microscope, on voit de remarquables cavités dans ces quartz, lesquelles renferment de petites inclusions de verre.

Parmi les enclaves des andési-labradorites de la Soufrière, une variété n'a jamais été signalée.

On peut la décrire comme suit:

Roche englobante: C'est une bombe vacuolaire. Les feldspaths labrador ont partiellement fondu, ils renferment ainsi des traînées de verre brunâtre. Les pyroxènes sont représentés par l'hyperstène et l'augite. La pâte est formée par un lacs vacuolaire de verre dans lequel nagent des cristaux de feldspaths, des pyroxènes et de la magnétite.

Enclave: Le verre est ici réduit au minimum. La biotite apparaît en traînées pinçées entre les feldspaths. Les plagioclases maclés Carlsbad sont plus basiques que ceux de la roche englobante. La magnétite est abondante.

On constate l'absence de tout pyroxène.

Les feldspaths d'une grande fraîcheur ont une disposition très particulière: ils apparaissent greffés en étoile autour d'un centre. La biotite est pratiquement écrasée autour d'un développement inusité de plagioclases.

C'est une *plagioclasolite* à labrador et biotite.

Quoique située dans la partie centrale de la bombe englobante, l'enclave n'était pas attachée à la bordure de l'alvéole qui la renfermait et il en résulte que, la magnétite mise à part, on ne décèle aucun phénomène de métamorphisme. Ce type n'a pas été cité par LACROIX.

BERNARD GÈZE

Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (France)

(Avec 4 figures dans le texte et 1 carte)

Introduction

L'existence de formations volcaniques récentes dans le Midi de la France est connue depuis fort longtemps. On avait à peine découvert la présence des volcans d'Auvergne que MONTET en 1760 en signalait en effet dans le Bas-Languedoc. Puis, des auteurs assez nombreux s'y sont intéressés, mais sans en donner jamais une étude d'ensemble.

Il convient néanmoins de mentionner en particulier les notes de BERGERON (1) et de DEPÉRET (2), qui ont apporté des précisions fondamentales sur la pétrographie et la stratigraphie de ces appareils éruptifs. Nous pouvons en retenir, sommairement, que les laves varient du type limburgite au type labradorite, en passant par un basalte à andésine et pyroxène qui constitue la majorité des gisements, et que, par ailleurs, les venues se sont succédées sans doute entre le Pliocène et le Quaternaire.

Ces points de vue, qui doivent faire l'objet d'une révision ultérieure, ne seront pas envisagés ici; je désire seulement attirer l'attention sur les conditions de gisement, parfois assez particulières, des édifices volcaniques, sans doute très modestes, mais dont la modestie même permet de faire aisément l'étude, alors qu'il est souvent impossible d'arriver

(1) BERGERON J. - *Feuille de Bédarieux (Roches éruptives tertiaires)*, Bull. Service Carte Géol. France, n° 59, t. IX (1897-98), p. 64-67.

(2) DEPÉRET Ch. - *Note sur le Pliocène et sur les éruptions basaltiques des vallées de l'Orb et de l'Hérault*, Bull. Société Géol. France, 3^e série, t. 25 (1897), p. 641-662.

à des certitudes dans le cas des grands appareils dont les produits masquent toutes les relations avec les terrains environnants.

I. - Les groupes volcaniques

Au Sud de la montagne de l'Aubrac, le plus méridional des grands massifs de l'Auvergne, les volcans des Causses et du Bas-Languedoc correspondent à une multitude de petits pointements qui traversent indifféremment les terrains jurassiques tabulaires des Grands Causses, les terrains primaires plissés de l'extrémité orientale de la Montagne Noire, puis les chaînons pyrénéens secondaires et la plaine tertiaire ou quaternaire du Bas-Languedoc.

Environ 200 sorties s'échelonnent ainsi sur 150 km de long depuis une altitude dépassant 1000 mètres au Nord jusqu'à la Méditerranée au Sud et sur une largeur de 80 km de l'Ouest à l'Est (voir la carte).

Il convient de signaler immédiatement le fait curieux que toutes ces sorties, sauf une près de Trèves dans les schistes épimétamorphiques situés à l'Ouest du massif granitique de l'Aigoual, se localisent dans les terrains sédimentaires et que, contrairement à ce qui se passe plus au Nord, les terrains cristallins ou cristallophylliens apparaissent absolument rebelles à la pénétration par les basaltes. Il est pourtant évident que leur traversée se produit en profondeur.

Un peu conventionnellement, il est permis de distinguer les groupes suivants:

1^o) **Zone du Causse Comtal et du Causse de Sévérac** (*Détroit de Rodez*). — Quelques affleurements basaltiques septentrionaux correspondent seulement à des fragments de coulées venues de l'Aubrac, mais il doit néanmoins exister une dizaine de sorties en rive droite du Lot. En tout cas, ceux qui sont situés au Sud sur les calcaires jurassiques sont bien de petits volcans ou des necks, filons et laccolites décapés par l'érosion. On en compte à peu près 35 dans les régions de Bozouls, Espalion, Laissac, Sévérac et La Canourgue.

Beaucoup sont venus au jour le long des failles tertiaires

W-E qui découpent la région et l'on peut supposer que les autres ont également profité de cassures parallèles intéressant le socle où existent des sillons stéphaniens de même orientation.

2^o) **Zone des Gorges du Tarn.** — Une dizaine de sorties présentant des caractères analogues (vrais volcans, necks, filons et laccolites) s'échelonnent sur les Causses de Sauveterre, Méjean, Noir et Rouge et jusque dans le fond des gorges du Tarn.

Sauf le dyke de Lonjagnes au NE et le volcan d'Azinières au SW, aucune ne sort directement sur une faille. C'est dans cette zone que débute le régime des alignements N-S sur l'importance desquels nous aurons à revenir.

3^o) **Zone médiane du Causse du Larzac.** — Une douzaine de sorties au moins, mais un seul volcan important (Belvezet), sont dispersées entre St-Affrique, La Cavalerie et Sauclières. Trois pointements figurés sur des cartes anciennes n'ont pas été retrouvés, mais d'autres ont été découverts, par exemple à l'intérieur d'une grotte (Sargels), ou à la faveur d'exploitations de carrières (La Cavalerie). Le type le plus fréquent est donc celui de necks et de filons à caractère laccolitique.

Il n'y a pas de rapports avec des failles. Des alignements N-S sont visibles près de St-Affrique, mais il est possible que l'ensemble de la zone, orientée W-E, soit favorisé par un accident profond du socle (sillon stéphanien).

4^o) **Zone orientale des Monts de Lacaune et de l'Espionouse.** — Sept à huit sorties se trouvent dans le prolongement méridional des alignements de la région de St-Affrique. Sauf le Mourgis et les Aires, près Hérepian, ils sont de très petites dimensions (filons surtout).

5^o) **Zone de l'Escandorgue.** — Le terme d'Escandorgue désigne strictement la crête volcanique N-S qui débute au SE de Cornus sur le Causse du Larzac et se termine à mi-chemin entre Bédarieux et Lodève, près de Brenas; mais on peut lui adjoindre le plateau basaltique de Carlencas, ainsi que les

volcans de Fos et de Gabian dans son prolongement méridional immédiat.

Ainsi délimitée, cette zone est la plus hautement volcanisée de toutes. Suivant son axe et des alignements parallèles, elle groupe en effet au moins 55 sorties dont une bonne douzaine de volcans véritables ayant donné des coulées de laves de plusieurs kilomètres; mais si l'on compte tous les filons et petits necks, une évaluation double demeure vraisemblable.

Dans la plupart des cas, les points d'émission n'ont aucun rapport avec les failles visibles, mais localement (Lunas, Mérifons, Gabian, plateau de Carlencas surtout) il en est qui semblent cependant avoir facilité les sorties. La faille de Mas Blanc-Salasc serait la principale à avoir joué ce rôle, et, ici encore, la superposition à un accident ancien W-E du socle (sillon stéphanien de Graissessac) paraît des plus probables.

6^o) **Zone du Lodévois.** — Immédiatement à l'Est de l'Escandorgue et souvent en rapport avec cette précédente zone par l'intermédiaire de coulées coalescentes, le Lodévois est également une région de volcanisme assez intense. Entre Le Caylar au Nord et Clermont-l'Hérault au Sud-Est, on peut compter environ 35 points d'émissions, avec 4 ou 5 volcans véritables, le reste en filons, necks et laccolites dont nous repartirons plus loin.

Sauf le volcan des Bories, près de Clermont, qui se localise au voisinage de la faille-limite SW-NE du bassin permien de Lodève, aucune sortie ne se trouve sur un accident tectonique visible; cependant les alignements N-S sont ici parmi les plus spectaculaires.

7^o) **Zone de la Vallée de l'Hérault.** — Entre Clermont-l'Hérault au Nord et le volcan d'Agde au Sud, on reconnaît au moins 16 sorties, dont 7 édifices particulièrement importants.

Aucun ne paraît lié à un quelconque accident tectonique. Par ailleurs, si les filons ou necks se raréfient dans les formations tertiaires du Bas-Languedoc, des alignements N-S demeurent encore visibles et le volume des produits rejetés par chaque bouche volcanique paraît croître au contraire

(coulées atteignant 7 km, cônes ayant dû dépasser 150 m parfois).

8^e) **Zone de la région montpelliéraise.** — Un peu isolée dans l'Est, la zone de Montpellier manifeste un volcanisme plus réduit, mais où l'on compte encore une dizaine de pointements en quatre alignements N-S toujours sans rapports visibles avec la tectonique. Il est probable qu'il n'y eut pas de vrais volcans, mais seulement des filons et des laccolites de petite dimension, dont seul celui de Montferrier représente un volume appréciable.

II. - Les types de manifestations volcaniques

La brève énumération ci-dessus permet déjà de se rendre compte que si les points d'émission abondent, le volume des produits émis dans chaque centre a été proportionnellement très faible. Dans beaucoup de cas, il ne s'agit même pas de vrais volcans mais de volcans embryonnaires, necks, filons, sills et laccolites dont le nombre apparent va en croissant avec le décapage des terrains encaissants par l'érosion.

1^o) **Les cônes et les coulées.** — Les volcans véritables, avec cônes formés par l'accumulation de produits pyroclastiques, se rencontrent néanmoins un peu partout sauf dans la région montpelliéraise.

La majorité de ceux des Causses sont de petite taille, de quelques dizaines à rarement une centaine de mètres de haut; dans la plupart des cas ils n'ont pas donné de coulées. Ce sont seulement de petits puys qui n'ont dû avoir qu'une durée éphémère, la lave arrivant on peut presque dire à bout de souffle au niveau de la surface.

Autour d'un coeur de basalte compact et prismé, correspondant sans doute à la cheminée, il n'y a guère que des brèches grossières, scories et lapilli, mais pas de bombes habituellement. Seuls, quelques centres comme ceux de la région d'Espalion, d'Azinières, de Belvezet, ont émis de modestes coulées de l'ordre du kilomètre.

Dans l'Escandorgue, le Lodévois et la zone de l'Hérault

par contre, les coulées gagnent en importance, les scories sont abondantes, les bombelettes fréquentes.

Dans l'Escandorgue et surtout le Lodévois, les cônes paraissent avoir été surbaissés avant même leur démantèlement par l'érosion (type hawaïen), mais les coulées coalescentes dès la sortie des cheminées ont pu donner de véritables lacs de laves dont les restes, par inversion de relief, forment actuellement des plateaux analogues à celui des Coirons. En tout cas, certaines coulées isolées ont pu atteindre des longueurs de 2 à 5 km avec des épaisseurs parvenant à dix ou

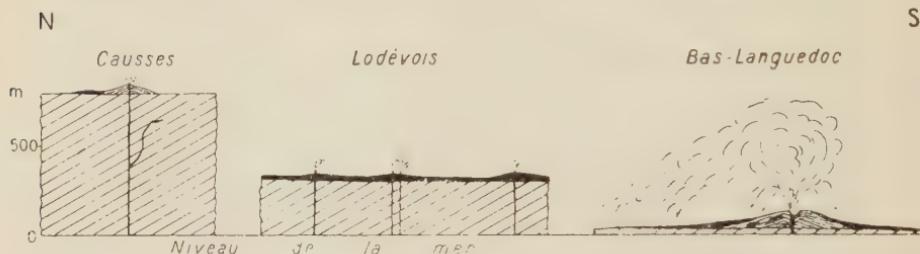


Fig. 1. - Schéma des types de volcanisme suivant un axe Nord-Sud allant des Causses à la Méditerranée.

vingt mètres et leur empilement dépasse parfois une centaine de mètres.

Dans la zone de l'Hérault, nous avons déjà signalé que les coulées pouvaient atteindre 7 km, mais le fait le plus remarquable est que certains cônes mixtes (type strombolien), notamment ceux de St.-Thibéry et d'Agde, ont eu une véritable importance. Les produits pyroclastiques abondent (exploitations de pouzzolanes); les bombes en fuseau peuvent dépasser 1 mètre de long à Agde notamment; enfin toute la région comprise entre Valros, Agde et Vias semble avoir été recouverte par des cendres, encore conservées sous forme de tufs volcaniques dans les dépressions anciennes de la surface post-villafranchienne.

Du Nord au Sud, avec la décroissance de l'altitude moyenne (600 à 900 ou 1000 m sur les Causses; 200 à 500 m dans le Lodévois; 0 à 200 m dans la vallée de l'Hérault) nous observons donc une tendance assez nette vers l'accrois-

sement du volume des projections et des coulées comme s'il y avait une sorte d'équilibre hydrostatique d'ensemble dans le volcanisme de ces régions (fig. 1).

De même, en grosse approximation, on peut dire que le volcanisme est plus intense suivant une zone axiale N-S allant de l'Aubrac à Agde par l'Escandorgue, tandis qu'il y a décroissance et notamment disparition des vrais volcans à cônes vers l'Ouest (lignes St-Affrique-Hérépian) aussi bien que vers l'Est (lignes de la région montpelliéraise).

2^o) **Les necks.** — Dans quelques cas, surtout dans les Causses, le volcan semble réduit à une cheminée taillée en canon de fusil dans les calcaires jurassiques, ayant atteint la surface, mais qui, à la façon des « maare » de l'Eifel, n'aurait jamais été surmontée par un appareil externe.

Citons, parmi les plus typiques, les exemples des sorties du village de Sauveterre, de Puech Margue sur le Causse Noir, du Signal de Dourbies près de Trèves, de Soumont (entre les deux cônes des Brandons) et de Mérifons près de Lodève. Sans doute, on pourrait supposer que l'érosion aurait entièrement décapé les cônes sus-jacents, mais on n'en possède aucune preuve et une telle hypothèse apparaît au contraire comme fort douteuse, sauf pour certains necks de la zone de l'Escandorgue où les ravinements ultérieurs sont incontestables.

Ces sorties, habituellement rondes et d'un diamètre de l'ordre de 100 à 200 mètres, renferment parfois un axe basaltique, mais surtout des brèches grossières avec de nombreuses enclaves. Ce sont des cheminées remplies d'éléments « de ramonage » où l'apport magmatique est nul ou très réduit. Indiquent-elles des cas d'éruptions phréatiques, des émissions presque uniquement gazeuses, des bouches qui, réalisées à la limite de montée du magma, n'ont pas réussi à devenir vraiment fonctionnelles ? Sans preuve absolue, cette dernière hypothèse me paraît la plus vraisemblable.

3^o) **Les filons.** — Si les bouches volcaniques qui ont donné des cônes ou seulement des necks peuvent être assez facilement dénombrées, de telle sorte qu'il y a peu de chances

d'en découvrir qui soient passées encore inaperçues, les filons sont au contraire presque innombrables et il est certain que, malgré notre révision soignée, beaucoup demeurent ignorés.

Il en est en effet de très petits. Celui de Prades le Lez, près de Montpellier, n'est visible par exemple que sur 1 mètre de long et sa largeur n'excède guère 20 cm. Celui qui est situé au Nord de Hérépian se suit bien sur 1 km, mais il ne dépasse pas non plus une vingtaine de centimètres de large; aussi, malgré sa longueur, faut-il un examen attentif pour le retrouver. Bien d'autres exemples du même ordre pourraient être donnés.

Cependant, la majorité des filons présente une puissance moyenne de l'ordre de 50 à 75 cm et des longueurs de plusieurs kilomètres ne sont pas exceptionnelles. On en rencontre peu à la surface des Causses, sauf au Sud, dans la zone de l'Escandorgue. Le plus couramment on ne les voit que dans les entailles profondes dues à l'érosion quaternaire: Gorges du Tarn, vallées du Lodévois par exemple. Mais il en existe en réalité partout et jusqu'à l'extrême Sud (le cap d'Agde est formé par un puissant filon traversant les tufs inférieurs du volcan d'Agde).

Il est donc permis de supposer que la région volcanisée en est entièrement lardée à faible profondeur mais que rares sont ceux qui ont atteint la surface topographique prévolcanique. C'est là un fait normal qui sera d'ailleurs confirmé par l'étude des laccolites ainsi que par l'observation directe (filons trouvés à l'intérieur de la grotte de Sargels, de la grotte du Mounio de Cabrières, des galeries de mines de Neffiès, etc...).

Cependant, il est facile de reconnaître que les filons ont parfois gagné l'extérieur et sont alors liés à des appareils volcaniques isolés ou à des champs de laves.

Jusqu'au Nord des Causses, quoique rare, le fait existe (filon injecté dans une faille W-E et volcan de Courviala, au NW de Sévérac, par exemple). Dans l'Escandorgue et le Lodévois, cela devient la règle générale, mais les choses peuvent se passer de façons différentes suivant les points. Trois exemples nous permettront de préciser.

Près de Lavalette (SW de Lodève), les filons étroits, visibles dans les ravins, vont en s'évasant vers le haut et se

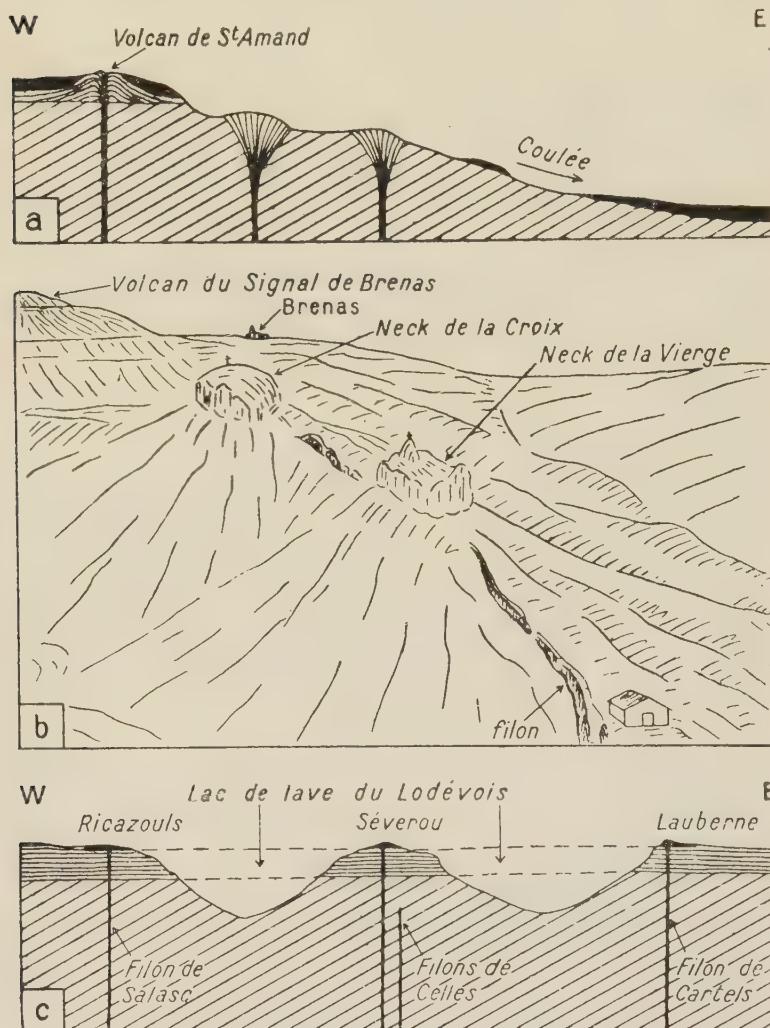


Fig. 2. - Schéma des types de sorties filonniennes.

terminent en larges éventails de prismes basaltiques contribuant à l'édifice complexe du volcan de St-Amand, l'un des plus importants de l'Escandorgue (fig. 2 a).

Au Sud de Brenas (même région), un filon, large d'environ 75 cm et aisément suivable dans les argilolites rouges du Permien, passe brusquement par deux fois à d'énormes necks de basalte prismé et brèche basaltique. Un autre neck, situé plus au Sud et le volcan du signal de Brenas dans le même alignement, mais au Nord, doivent également se greffer sur ce même filon (fig. 2 b).

Dans les régions de Celles, Cartels et Rabieux (SE de Lodève), de beaux filons de même aspect que le précédent aboutissent à une série de bouches qui n'ont pas dû être de grands volcans (Ricazouls, Séverou, la Sure, Lauberne, Gèbre, Gibret) mais qui ont débité d'importantes masses de basaltes contribuant à la formation du lac de lave du Lodévois (fig. 2 c).

Ainsi, que l'on ait affaire à des volcans bien individualisés ou à des bouches nombreuses mais plus modestes, le volcanisme de toute cette zone est à l'évidence du type fissural. Les alignements des points de sorties suivant des directions de fissures N-S ne sont point hypothétiques puisque les lignes sont matérialisées par des filons que l'on peut suivre pas à pas sur des kilomètres et qui vont, soit en s'épanouissant vers le haut, soit en se renflant suivant des cheminées localisées, soit en bavant simplement à l'extérieur.

4^e) Les sills, laccolites et volcans avortés. — Nous venons de signaler que de nombreux filons n'ont jamais atteint la surface du sol. Cela est vrai aussi pour beaucoup de cheminées volcaniques.

On assiste alors, dans la plupart des cas, à un étalement vers le haut des formations éruptives, au-dessous par exemple d'un banc rocheux qui s'est opposé à leur passage. Suivant la forme et l'importance de cette terminaison, on pourra parler de filons-couches, ou sills, de petits laccolites et même de cumulo-volcans embryonnaires ou volcans avortés.

En voici quelques exemples typiques:

La coupe naturelle des Gorges du Tarn à la hauteur du village des Vignes permet ainsi d'observer une lame de basalte et brèche basaltique intercalée entre les dolomies bajocéennes.

ciennes au mur et les calcaires en plaquettes du Bathonien inférieur au toit (fig. 3 a). Il est probable que le filon, qui est à l'origine de ce laccolite large d'environ 1500 mètres, doit

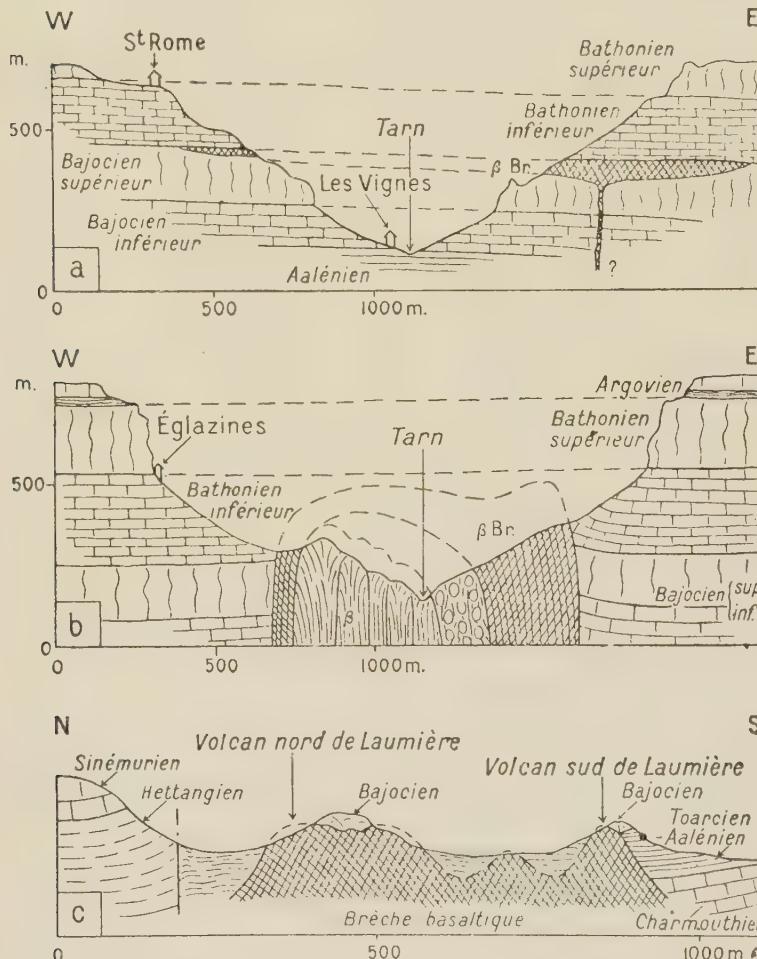


Fig. 3. - Coupes schématiques de laccolites et volcans avortés.

se trouver à l'Est des gorges, dans une zone où abondent les diaclases de direction N-S.

Un peu au Sud, le volcan avorté d'Églazines, large de 700 mètres, renferme un coeur de basalte prismé avec une

disposition rayonnante, passant par l'intermédiaire de basalte en boules à une brèche d'intrusion chaotique. Les dolomies bajociennes sont en général traversées à l'emporte-pièce, mais les derniers bancs, surtout au NE, paraissent redressés par l'intrusion, et le calme ne revient que plus haut, dans les calcaires du Bathonien inférieur (fig. 3 b). Ce volcan est probablement branché sur un filon NNE-SSW dont on retrouve la suite à plus d'un kilomètre, près du Grand Hôtel du Rôzier, à la Muze.

Les deux volcans avortés de Laumière, au NE de St-Affrique, sont frappants en ce sens que, formés au sein des marnes du Lias supérieur, ils ont conservé un chapeau de calcaires bajociens à peine bousculés qui, malgré le déblaiement par l'érosion, démontre la limite supérieure de leur progression (fig. 3 c). Ces deux petits édifices, de coupe presque identique et également constitués de brèche volcanique à nombreuses enclaves, sont clairement branchés sur un filon N-S de basalte compact visible sur 700 mètres.

Près de Mérifons (1) et de Salasc (SSW de Lodève), deux filons N-S suivables respectivement sur 2000 et 2500 mètres montrent périodiquement des renflements, au nombre de 9 principaux pour le premier, de 3 seulement pour le second. Si quelques-uns présentent l'aspect de petits necks ou de cheminées ayant pu éventuellement atteindre l'extérieur, la plupart sont de petits laccolites typiques formant des sortes de boules ou de loupes basaltiques à la limite supérieure des argilolites du Permien, au-dessous des gros bancs gréseux du Trias inférieur. Leurs dimensions varient entre une dizaine et une cinquantaine de mètres (fig. 4). Un très léger métamorphisme, se traduisant par la cuisson et la prismeation des argilolites, est localement visible; les grès triasiques sont peut-être un peu touchés eux-mêmes dans la zone de contact, tous faits qui ne sont jamais observables dans le cas du volcanisme subaérien de la région.

Un dernier exemple aura trait à de petits laccolites de

(1) Le filon de Mérifons est localisé sur la faille d'Olmet qui, très exceptionnellement, prend une direction N-S près de sa terminaison méridionale (seule volcanisée).

la région montpelliéraise (Baillarguet, au NE de Montferrier). Ceux-ci présentent le caractère curieux de n'être discernables à première vue que par le bombement, en petits dômes

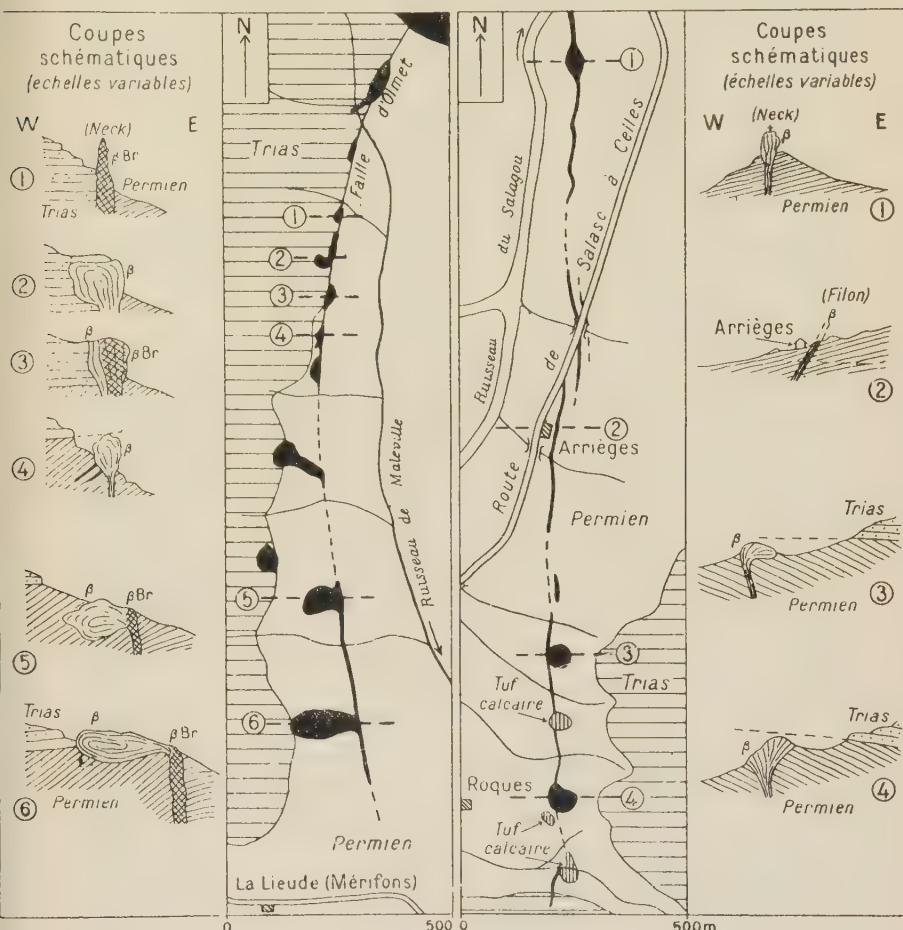


Fig. 4. - Petits laccolites des filons de Mérifons et Salasc (Lodévois).

mes alignés suivant la direction N-S, des couches de l'Éocène supérieur dans lesquelles ils sont inclus. Trois buttes elliptiques, de 50 à 300 m d'axes, s'observent ainsi sur un peu moins d'un kilomètre. Même un examen attentif ne permet pas d'affirmer que les formations éruptives affleurent dans la

plus septentrionale, qui est d'ailleurs la plus exiguë. La seconde par contre laisse voir, au-dessous de l'Éocène, dans un ravinéau qui l'entame, une brèche rougeâtre à boules de basalte, olivine et amphibole. La plus méridionale montre également, sur un de ses flancs légèrement décapé par l'érosion, une même brèche volcanique et il est manifeste que, dans les trois cas, la surface topographique actuelle est à peu près tangente au toit de ces minuscules laccolites.

De nombreux autres cas pourraient être cités. Je crois que leur abondance souligne ce caractère de volcanisme « à limite de puissance » tout à fait typique des Causses et du Bas-Languedoc, sur lequel l'attention a déjà été attirée plus haut à propos des cônes et des coulées.

III. - Les manifestations postvolcaniques

Les dernières traces de l'activité volcanique n'ont pas disparu avec la fin des éruptions au Quaternaire moyen, mais des manifestations plus modestes se sont fait sentir longtemps encore et certaines persistent actuellement.

1^o) **Sources thermales et minérales.** — Le Sud du Massif Central et le Bas-Languedoc renferment un grand nombre de sources thermales ou de sources seulement minérales mais très chargées en gaz carbonique.

Un groupe, que nous n'envisagerons pas ici, et qui se situe dans l'Est du département de la Lozère, l'Ardèche et le Nord du département du Gard, doit être rattaché au volcanisme récent du Vivarais (volcans quaternaires de Vals-les-Bains).

Pour la zone qui nous intéresse, la plupart des sources se rangent sur les alignements volcaniques latéraux que nous avons définis et sur quelques alignements supplémentaires mais non pas, fait curieux, sur l'alignement majeur Aubrac-Escandorgue-Agde. Citons les principales, de l'Ouest à l'Est et du Nord au Sud:

Ligne non volcanique de Lacaune (22 à 24°), Rieumajou (CO₂).

Lignes volcaniques de St-Affrique-Hérépian: Sylvanès

(36°), Andabre, Cayla, Prugnes (CO²), Avène (27°), Lamalou (34 à 47°), Montmajou (CO²).

Ligne faiblement volcanique de Lonjagnes (près Florac): Quézac (CO²), Cauvalat (CO²), Balaruc (47°), Sète-St-Joseph (36°). Les raccords sont ici à grande distance et donc hypothétiques.

Lignes volcaniques de la région montpelliéraise: Foncaude (26°), fentes et grottes chaudes et puits du Plan des Quatre Seigneurs (22 à 36°), Villeneuve-lès-Maguelonne et Palavas (CO²).

Enfin, on peut mentionner, plus à l'Est encore, la célèbre source Perrier, à Vergèze (CO²).

2^o) **Mofettes.** — En quelques points, le dégagement de gaz carbonique, particulièrement intense, se produit sans lien avec une source minérale, mais au travers de laquets d'eau stagnante qui paraît ainsi bouillir (d'où le nom local de « boulidou » donné à ce phénomène).

Les principaux se trouvent sur la ligne occidentale, à Hérépian et à Vendres (Sud de Béziers), ainsi que dans l'Est, à Villeneuve-lès-Maguelonne et Pérols (Sud de Montpellier).

3^o) **Dépôts de tufs calcaires.** — Il semble extrêmement probable que plusieurs formations de tufs calcaires quaternaires soient dues au dépôt par d'anciennes sources riches en gaz carbonique du carbonate de calcium qu'elles avaient pu dissoudre en profondeur. Dans le Lodévois, le jalonnement de filons basaltiques par de tels édifices calcaires paraît évident. Suivant toute probabilité, il en serait de même un peu plus au Sud, dans la région de Cabrières. Enfin, une origine identique pourrait être attribuée aux célèbres tufs à plantes de la vallée du Lez, près de Montpellier, car ils débutent non point à la source vauclusienne de cette rivière, mais en plusieurs points alignés suivant l'axe volcanique N-S de Montferrier, sur le flanc occidental de la vallée.

IV. - Les causes des alignements volcaniques

Nous n'avons cessé de voir que volcans, filons, laccolites, sources thermales, mofettes, etc... se trouvaient groupés

en alignements dont les jalons discontinus laissent parfois une part à l'hypothèse mais qui, le plus souvent, sont absolument matériels et incontestables sur des distances de plusieurs kilomètres.

En résumé, on peut distinguer trois groupes d'alignements W-E et une vingtaine d'alignements subméridiens dont les causes ne paraissent pas identiques.

Pour les premiers, alignements du Nord des Causses (ou du détroit de Rodez), alignement médian des Causses (ou de St-Affrique-Sauclières), alignement du Sud des Causses (ou de Lacaune-Lodévois et peut-être région montpelliéraise), il semble que la liaison avec des directions de sillons stéphaniens soit presque évidente.

Il existe en effet de petits bassins houillers sur les deux bords des Causses du détroit de Rodez pour la première transversale, à Réquista dans l'Ouest, au Vigan et à Sumène dans l'Est, pour la deuxième transversale, à Graissessac pour la troisième. Ces sillons paraissent s'être localisés suivant des accidents majeurs du socle hercynien dont le jeu principal date du Stéphanien mais qui ont entraîné des mouvements tardifs pendant le Secondaire et surtout lors des reprises tectoniques tertiaires dues à la surrection pyrénéenne.

De telles zones faibles dans le bâti profond, qui se traduisent dans les terrains sus-jacents par des cassures W-E, ont certainement facilité la montée des magmas et expliquent pourquoi les venues se localisent souvent sur les failles ou à leur voisinage immédiat, presque exclusivement suivant ces trois groupes d'alignements.

Au contraire, les alignements subméridiens, qui sont pourtant les plus nets, ne correspondent pas à des fractures majeures visibles en surface, ni dans les Causses ni dans les massifs anciens qui constituent leurs bordures. Il y a donc là une certaine contradiction difficile à expliquer.

Un examen attentif du terrain, particulièrement dans les régions des Gorges du Tarn, de l'Escandorgue et du Lodévois, permet cependant de reconnaître que, tout à fait indépendamment des dispositifs tectoniques évidents, il existe une dominance de diaclases N-S aussi bien dans les calcaires

jurassiques que dans les argilolites permianes et que ce sont ces diaclases qui ont servi de conducteurs aux filons et cheminées basaltiques.

Nous sommes donc amené à penser que les failles et plis pyrénéens ou alpins des Causses et du Bas-Languedoc n'intéresseraient qu'une partie relativement superficielle de l'écorce terrestre, malgré leur intensité apparente. Par contre, en profondeur, des dislocations subméridiennes de grand style auraient provoqué à la fois une relative distension des couches sus-jacentes, causes de la genèse des diaclases, et la montée consécutive des magmas basaltiques.

De telles dislocations pourraient être mises en rapport avec les failles radiales subméridiennes qui ont provoqué l'effondrement du fossé de la Limagne, à une distance d'un peu plus de 100 kilomètres, exactement dans le Nord.

Cette hypothèse expliquerait pourquoi, au voisinage de la région où les dislocations majeures atteignent la surface, se trouvent aussi les édifices volcaniques les plus importants du Massif Central (Chaîne des Puys, Mont Dore, Cantal), tandis que vers le Sud, avec l'atténuation de leur retentissement superficiel, le volcanisme va en décroissant depuis l'Aubrac jusqu'envers les Causses.

Seules, la diminution d'altitude permettant une ascension plus facile des magmas (équilibre hydrostatique) et la proximité de l'aire méditerranéenne encore instable au Quaternaire récent motiveraient les venues relativement plus abondantes vers la plaine languedocienne, où subsistent également, pour la région envisagée, les dernières traces d'activité post-volcanique (sources thermales et mofettes).

Quoi qu'il en soit, il semble que ce volcanisme modeste, avec ses centaines de sorties, mérite d'être aussi classique que celui de l'Écosse ou du Jura souabe. Les problèmes d'« embryologie » éruptive y sont analogues et les conditions d'observation probablement meilleures.

J. JUNG et R. MICHEL

Caractères pétrographiques et magmatiques du Volcanisme de l'Auvergne

(Avec 6 figures)

Le territoire volcanique de l'Auvergne comporte trois séries de laves qui correspondent à des unités géologiques et géographiques bien distinctes (Fig. 1).

La plus ancienne de ces séries, celle de la Limagne, s'est mise en place pendant l'Oligocène, le Miocène et le Pliocène. Toutes ses manifestations sont intimement liées au remplissage sédimentaire, lacustre ou alluvial, du bassin d'affondrement de la Limagne.

La série des Monts-Dores qui constitue, vers le Sud-Ouest, l'édifice volcanique complexe du massif des Monts-Dores, la relaye dans le temps à partir du Miocène, puis s'étale sur le Pliocène et le Pleistocène inférieur (1).

Enfin, à l'Ouest de la Limagne et au Nord des Monts-Dores, s'alignent les quelques soixante volcans, aux formes encore très fraîches de la Chaîne des Puys, d'âge pléistocène moyen et supérieur.

De très nombreux géologues et pétrographes se sont intéressés, depuis près de deux siècles, au volcanisme de l'Auvergne; mais leurs travaux, pour la plupart anciens, ont toujours été très fragmentaires et jusqu'à ces dernières années aucun travail d'ensemble, sur l'une ou l'autre de ces trois séries volcaniques, n'avait été abordé. Actuellement, grâce aux travaux de J. JUNG sur l'ensemble de l'Auvergne (1946), de Y. BENTOR sur la Chaîne des Puys (1952) et de R. MICHEL

(1) Le massif du Cantal qui se situe au Sud des Monts-Dores, dont il est séparé par le vaste plateau basaltique du Cézallier, a le même âge et présente la même constitution. On peut donc dire, si l'on veut: série des Monts-Dores et du Cantal.

sur la Limagne (1953), il est possible de dégager les caractères généraux du volcanisme de l'Auvergne, bien que la série

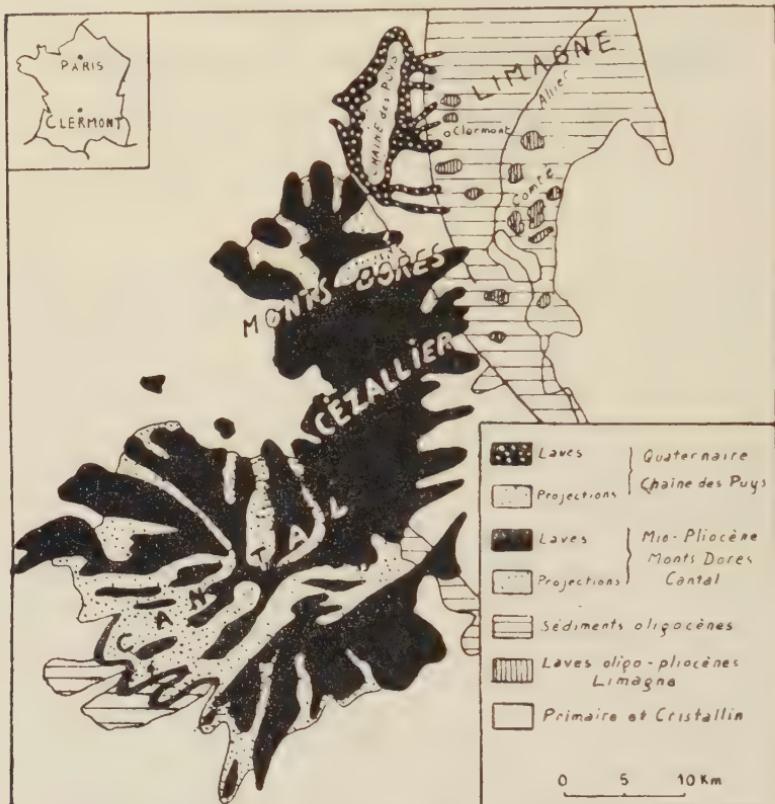


Fig. 1. - Esquisse géologique de l'Auvergne volcanique.

des Monts-Dôres et du Cantal soit encore imparfaitement connue.

CARACTÈRES GÉOLOGIQUES ET PÉTROGRAPHIQUES DES SÉRIES VOLCANIQUES DE L'AUVERGNE.

A - Série de la Limagne

I - Les épacements volcaniques de la Limagne ne forment pas un massif proprement dit, mais plus de 150 pointements éruptifs ou coulées de laves, qui sont principalement con-

centrés dans le Sud de la Limagne où ils confèrent à cette région un caractère montueux qui l'oppose violemment à la grande plaine marneuse qui s'étale au Nord de Clermont-Ferrand.

a) Le volcanisme du *Stampien inférieur* est représenté dans la Comté d'Auvergne par des coulées de trachyte quartzifère (ex.: puy de Mercurol: I'4'.2. (2)3) ou par des dômes-coulées de trachyphonolite à haüyne (ex.: puy de Sal-lèdes: I'5.2'.3') qui, enfouis sous les sédiments du Stampien moyen et supérieur, ont été postérieurement exhumés par l'érosion. Ces venues de laves acides ont accompagné les premiers stades de l'effondrement du bassin de la Limagne.

b) Les témoins du volcanisme du *Stampien moyen* sont pour l'instant inconnus. Par contre, le *Stampien supérieur* est riche en manifestations volcaniques. La plupart sont de nature sous-lacustre et conduisent à l'édification de nombreux gisements de « pépérites ». Ce sont des roches mi-volcaniques, mi-sédimentaires, particulières à la Limagne et formées par l'émission d'une lave trachyandésitique ou andésitique vitreuse (ex.: plateau de Gergovia: II.5.4'.5) lors de son intrusion dans les sédiments marno-calcaires du fond des lacs de la Limagne. On peut mettre en outre l'existence d'un volcanisme aérien contemporain qui est de même nature magmatique et qui s'est produit dans des zones temporairement exondées (ex.: coulée de Vindiolet: II'.5.'3.4).

c) Le volcanisme de l'*Aquitaniens* est peu important et représenté par quelques intrusions basaltiques (ex.: plateau de Gergovia: III.5.3.4).

d) Par contre, au *Néogène*, les coulées et les dykes de laves sont très nombreux. Dans tous les cas, il s'agit de laves à faciès basaltique et à fort déficit de silice: basanites (ex.: plateau de Gergovia: III.6.3.4), ankararites néphéliniques (ex.: plateau de Saint-Sandoux: IV.7(8).(2)3.4(5), ankaramites basanitiques (ex.: puy de Charade: (III)IV.6.3'.4), etc.

II - Le caractère le plus important du diagramme de variation magmatique de cette série volcanique (Fig. 2), établi grâce au calcul des paramètres de Nicigli à partir de 45 ana-

lyses chimiques de roches, réside dans le fait que la variation continue qu'il révèle s'est effectuée en fonction du temps dans le sens magma acide à magma basique. En effet, les laves de la Limagne se classent chronologiquement sur ce diagramme. Au pôle acide, entre $si = 220$ et 190, se groupent les trachytes et les trachyphonolites du Stampien inférieur; entre $si = 148$ et 104, se rangent les trachyandésites et les andésites du Stampien supérieur; les vrais basaltes, roches

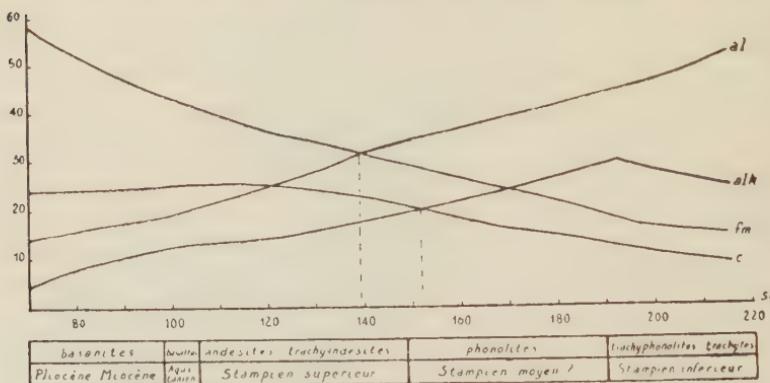


Fig. 2. - Diagramme de variation des Laves de la série de la Limagne.

rares dans la série et d'âge aquitanien, se placent entre $si = 104$ et 98; enfin entre $si = 98$ et 70 se situe, au pôle basique de la série, le stock des laves basanitiques, toutes d'âge néogène. La lacune qui s'étale entre $si = 190$ et 148 correspond pétrochimiquement aux phonolites et stratigraphiquement au Stampien moyen, étage dont les manifestations volcaniques sont pour l'instant inconnues.

B - Série des Monts-Dores

I - Le massif volcanique des Monts-Dores, qui repose sur un compartiment effondré du socle cristallin, affecte la forme d'un cône d'une trentaine de kilomètres de diamètre et culminant au Pic de Sancy (1887 m). Il devait atteindre à la fin de son édification (Pleistocène inf.) près de 2500 m., mais il a été ensuite profondément entaillé par les érosions glaciaire et fluviatile qui ont engendré un système de vallées

rayonnantes séparées par de vastes plateaux de laves (« planèzes ») en pente douce vers la périphérie. La constitution de ce massif est la suivante:

a) **Basaltes miocènes.** — Représentés sur le versant est du massif (Murols), ces premiers témoins des éruptions mont-doriennes sont à rattacher, du point de vue pétrographique, aux basaltes à fort déficit de silice du Néogène de la Limagne. Ce sont en effet des basaltes qui tendent vers les ankaramites (A. LACROIX).

b) **Cinérite inférieure** (*Miocène sup.*). — Dans le petit bassin de la Bourboule (versant occidental du massif), se sont accumulés plus de 150 m. de cinérites rhyolitiques fines, plus ou moins remaniées par les eaux et dont l'âge miocène sup. terminal est fixé par la riche flore de la Bourboule. Cette formation est traversée par des intrusions de rhyolite hololeucocrate alcaline sodi-potassique (ex.: Lusclade: I.4.1.3').

c) **Cinérite supérieure ou cinérite à blocs** (*Pliocène inf.*). — On donne ces noms à d'énormes masses de brèches vulcaniennes qui constituent l'essentiel du massif et qui passent à la périphérie à des niveaux conglomératiques ou alluviaux (ex.: cinérites à flore du lac Chambon). Le ciment cinéritique de ces brèches est constitué par un trachyandésite quartzifère (II.4.2.2') assez proche d'une rhyolite (M. AUNIORD, 1952). Il renferme localement des pences rhyolitiques ou trachytiques (trachyte hololeucocrate alcalin sodipotassique). Les blocs de ces brèches sont le plus souvent constitués par des trachyandésites.

Par ailleurs, la cinérite à blocs présente de nombreuses coulées de lave, interstratifiées ou reposant au sommet de la formation, ainsi que des dykes ou filons qui sont particulièrement nombreux dans la partie centrale du massif. R. BROUSSÉ (1953) a montré qu'il s'agit de trachyandésites. Les coulées sont constituées en règle générale par des doréites (trachyandésite mésocrate calco-alcalin sodipotassique: II.5.2.3(4) alors que les dykes et les filons sont surtout formés par

des sancyites (trachyandésite leucocrate à tendance quartzique, calco-alcalin, sodi-potassique: I(II).4(5).2.3(4)).

Enfin, de puissants culots ou dômes-coulées de trachyphonolites sont inclus dans la cinérite supérieure ou la traversent; ces derniers semblent antérieurs aux coulées terminales de doréites. Ces laves vont des phonolites franches à néphéline (très rares) aux trachytes phonolitiques très proches de trachytes alcalins; les termes les plus fréquents sont des trachyphonolites à haüyne (ex.: roche Sanadoire: I(II).5.2.(3)4).

d) **Coulées des plateaux (Pliocène sup.).** — Les formations précédentes sont recouvertes par les immenses coulées de laves des planèzes périphériques du massif, émises, par de nombreux centres éruptifs actuellement déchaussés par l'érosion et réduits à l'état de culots cratériques. On a là toute une série de roches dont le caractère général est un déficit plus ou moins accentué de silice. Telles sont les téphrites à haüyne ou ordanchites (ex.: Banne d'Ordanche: II.6.2.4), les basaltes et andésites téphritiques (ex.: basalte « demi-deuil »: II(III).5.3'.4), les basaltes basanitiques et les basanites (ex.: Chambourguet: III'.7.3.4).

e) **Coulées des pentes et des vallées (Pleistocène inf.).** — L'activité volcanique se termine avec des cônes stromboliens, aux formes encore bien conservées, et dont les coulées reposent sur les pentes ou dans le fond des vallées. Il s'agit encore de laves basanitiques (ex.: coulées de Montcineyre: III.6.3.4).

II - L'ensemble des roches énumérées ci-dessus est trop complexe, les analyses chimiques sont trop peu nombreuses et surtout, pour la plupart trop anciennes, pour qu'on puisse établir un diagramme de variation magmatique tenu pour définitif.

Il apparaît cependant qu'un tel diagramme (Fig. 3), établi à l'aide de 20 analyses chimiques de roches, présente des caractères fort analogues à celui de la Limagne. En particulier, la variation magmatique qu'il révèle semble encore s'être effectuée parallèlement au temps et dans le sens magma

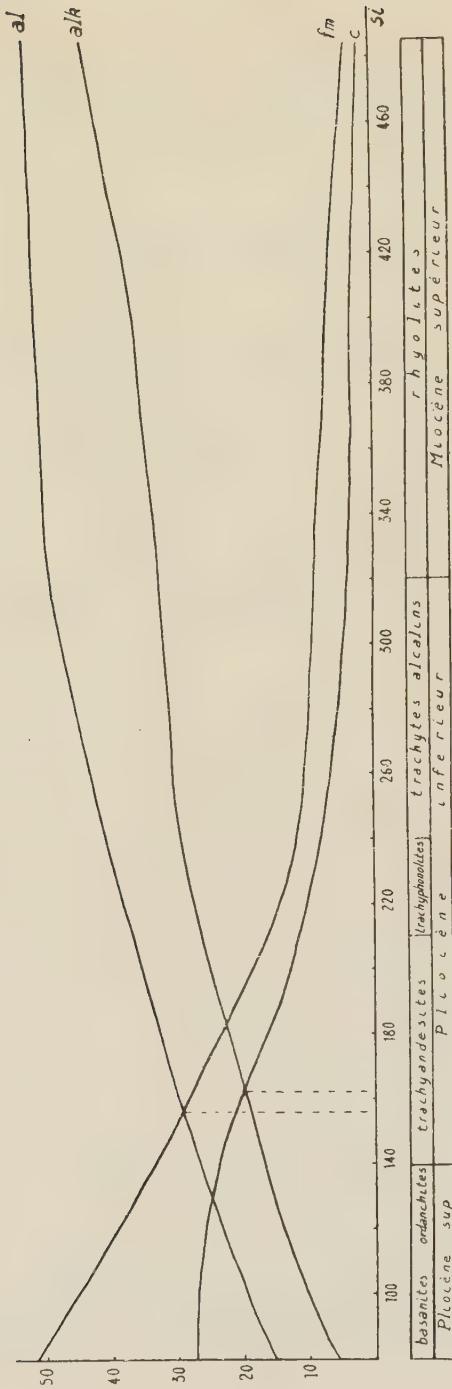


Fig. 3. - Diagramme de variation des laves de la série des Monts-Dores.

acide à magma basique. En effet, au pôle acide entre si = 490 et 320, se groupent les rhyolites, les pences et les cinérites rhyolitiques, d'âge miocène sup.; entre si = 320 et 240 se placent les trachytes alcalins (cinérites et pences trachytiques de la « cinérite supérieure »); entre si = 240 et 210, viennent les trachyphénolites et les phonolites; quant aux trachyandésites, on les trouve, très nombreux, entre si = 250 et 140; toutes ces laves sont d'âge pliocène inférieur et elles constituent la masse principale du massif. Enfin, entre si = 140 et 80, on trouve successivement les ordanchites, les andésites et basaltes téphritiques, puis les basanites, d'âge pliocène supérieur. Les basanites se prolongent finalement jusque dans le Pleistocène inférieur, avec les derniers épanchements de lave des Monts-Dores.

Toutes ces roches constituent une série assez homogène et remarquablement continue où les types fondamentaux sont reliés insensiblement par de nombreuses variétés intermédiaires.

C - Série de la Chaîne des Puys

I - À l'exception du volcan de Gravenoire, situé sur l'emplacement de la grande faille bordière occidentale de la Limagne, la Chaîne des Puys repose sur le socle cristallin à quelques kilomètres à l'Ouest de cet accident tectonique. La soixantaine de volcans qui la constituent sont groupés en petits chaînons alignés dans des directions N-S, N-NE, N-NW.

La Chaîne des Puys comporte des volcans de types très différents. La plupart sont des cônes de scories strombolien-nes, munis de cratères et ayant émis des coulées superposées de basalte ou de trachyandésites dont l'épaisseur totale peut être considérable (ex.: 106 m pour la « cheire » d'Aydat). Ces coulées ont dévalé vers l'Ouest jusqu'à la vallée de la Sioule, vers l'Est jusque dans la plaine de la Limagne. Tels sont, par exemple, du Sud au Nord, les volcans de la Vache et de Lassolas, le Petit Puy de Dôme, les puys de Côme et du Pariou, les puys de Louchadière et de la Nugère. D'autres volcans, moins nombreux, appartiennent de près ou

de loin au type péléen: ce sont des dômes ou des lames d'extrusion de domite, tels le Puy de Dôme, les puys de Clierzou, du Sarcoui ou le puy de Chopine. Enfin, certains centres d'émission, tel le puy Lacroix, ont en une activité purement vulcanienne, comme en témoignent les vastes surfaces couvertes par leurs projections domitiques.

Divers arguments, d'ordre stratigraphique et paléontologique, ont permis à J. JUNG (1946, p. 260-270) de préciser que la Chaîne des Puys s'est édifiée entre la fin du Monastirien et le début du Flandrien moyen, c'est-à-dire entre le 50^o et le 6^o millénaires avant notre ère.

II - Toutes les laves de la Chaîne des Puys peuvent être rangées en trois groupes fondamentaux: domites, trachyandésites, basaltes. Cependant, il existe, autour de ces trois types moyens, de très nombreuses variétés que les travaux de Y. BENTOR (1952) ont bien mis en évidence et qui montrent, dès l'étude micrographique, que la série volcanique de la Chaîne des Puys est remarquablement continue dans son ensemble.

a) **Domites.** — La domite type, telle celle qui forme l'arête du Puy de Dôme (domite à biotite: I'.4(5).1(2).4), est un trachyte calco-alcalin sodique où $K^2O/Na^2O = 3/5$. Autour de ce type moyen, on connaît de fortes variations tant dans le sens acide que dans le sens basique. Par exemple, la domite du puy Chopine (I.4(5).1'.3(4)) est plus alcaline et surtout plus riche en silice libre exprimée minéralogiquement sous forme de tridymite et de cristobalite; cette roche est très voisine d'une rhyolite alcaline. Au contraire, la domite du puy de Clierzou est plus basique et se rapproche beaucoup des trachyandésites les plus acides.

b) **Trachyandésites.** — Les trachyandésites à andésine, dont le type moyen est représenté par la célèbre « pierre de Volvic » (II.5.2(3).3(4)), comportent certaines variétés qui s'approchent des trachytes calco-alcalins les plus basiques. Quant aux trachyandésites à labrador, qui forment par exemple les coulées des puys de Côme, de Louchadière, de May (II.5.2.3(4)), elles présentent de fortes ressemblances avec les doréites des Monts-Dores.

c) **Basaltes.** — Les basaltes de la Chaîne des Puys forment le groupe le plus homogène. À l'exception de quelques rares types à tendance quartzifère, ce sont tous en effet des basaltes communs à olivine à léger déficit de silice (ex.: puy de la Vache: III.5.3'.(3)4).

Le diagramme de variation des laves de la Chaîne des Puys (Fig. 4) établi à l'aide de 20 analyses chimiques de roches citées par Y. BENTOR (1952), montre une frappante

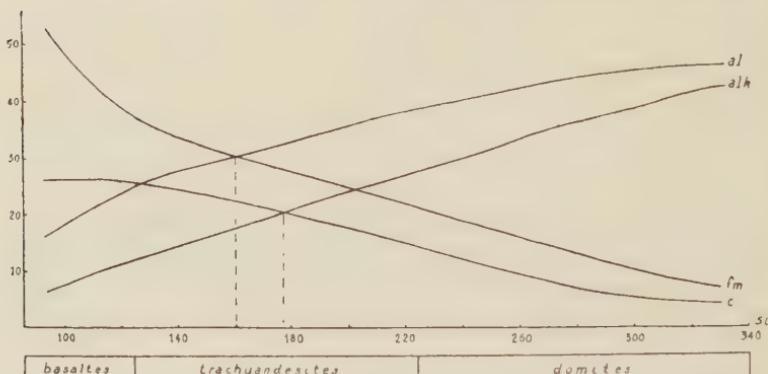


Fig. 4. - Diagramme de variation des laves de la série de la Chaîne des Puys.

continuité qui conduit, sans aucune coupure, des domites les plus acides jusqu'aux basaltes.

La chronologie exacte des diverses éruptions de la Chaîne des Puys est difficile à établir de façon précise; on sait seulement que les premières ont été de nature basaltique (Granienoire). Il semble donc certain que la variation magmatique révélée par l'étude pétrochimique de la série, n'est pas parallèle au temps, comme c'était le cas pour les séries volcaniques de la Limagne et des Monts-Dores.

CARACTÈRES PÉTROCHIMIQUES D'ENSEMBLE DES SÉRIES VOLCANIQUES DE L'AUVERGNE.

Le massif du Cantal est encore trop peu connu pétrographiquement mais on peut tenir pour certaine la très grande ressemblance de cette série avec celle des Monts-Dores; toutes

deux sont d'ailleurs contemporaines. Les conclusions que nous allons tirer de la comparaison des trois séries volcaniques étudiées ci-dessus, peuvent donc être étendues à l'ensemble du volcanisme de l'Auvergne.

I - Pour préciser tout d'abord la place de ces trois séries dans la classification bien connue de P. NICGLI (1923, 1945), il nous suffira de comparer leurs courbes $alk = (f \text{ si})$, extraites

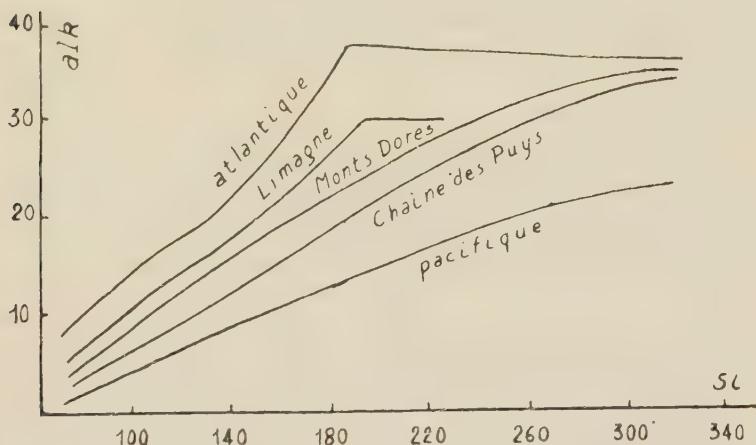


Fig. 5. - Courbe de variation du paramètre alk dans les séries atlantique et pacifique (d'après P. NICGLI) et dans les séries volcaniques de l'Auvergne.

des figures 2, 3 et 4, aux courbes correspondantes établies par P. NICGLI pour les séries standard atlantiques (alcaline) et pacifique (calco-alcaline). Nous laisserons de côté dans cette discussion la série méditerranéenne (potassique), les séries de l'Auvergne ne présentant minéralogiquement et chimiquement aucun caractère qui permette de les en rapprocher.

Le diagramme ainsi obtenu (Fig. 5) montre que les séries volcaniques de l'Auvergne sont très nettement intermédiaires, du point de vue magmatique, entre les séries purement alcalines ou calco-alcalines. On notera cependant que la série de la Limagne est à tendance atlantique: sa courbe de variation du paramètre alk présente même, comme pour la série atlantique type, le point d'inflexion caractéristique aux environs de

si = 190; les laves du Tertiaire de la Limagne peuvent donc être rangées dans une série alcaline très faiblement accentuée. Quant aux séries des Monts-Dores et de la Chaîne des Puys, elles sont, par rapport à la série de la Limagne, de plus en plus calco-alcalines. En particulier la série de la Chaîne des Puys, tout en occupant encore une position nettement intermédiaire entre les deux types fondamentaux de P. NICGLI, est assez proche de la série calco-alcaline type. Il s'ensuit que c'est notre série des Monts-Dores qui présente les caractères magmatiques les plus hybrides.

II - Indice d'isofalie

L'indice d'isofalie est la valeur du paramètre si pour laquelle on a $fm=al$. Cet indice se déduit facilement des diagrammes des figures 2, 3 et 4, ce qui permet de dresser le tableau suivant:

	Indice d'isofalie	fm=al	c	alk
Pacifique	200	32		
Chaîne des Puys	160	30	23	17
Monts-Dores	156	29,5	21,5	19,5
Limagne	138,5	31	22	16
Atlantique	130	30		

Ce tableau appelle les remarques suivantes:

1) La position de l'indice d'isofalie des trois séries volcaniques de l'Auvergne, par rapport aux séries alcalines et calco-alcaline types, confirme leurs caractères magmatiques intermédiaires (voir aussi Fig. 6).

2) Les valeurs croissantes de cet indice depuis la série de la Limagne jusqu'à la série de la Chaîne des Puys, montre qu'il existe un enrichissement progressif en SiO_2 dans les séries volcaniques de l'Auvergne.

3) Les valeurs interpolées des paramètres de NICGLI pour chacun des trois indices d'isofalie, donnent dans les trois cas la composition de trachyandésites fort proches les uns des autres. On sait que dans une série magmatique continue,

l'isofalie représente le type de roche moyen, de caractère hybride, intermédiaire entre les roches acides et basiques de la série; en général aussi il s'agit de la roche la plus banale et

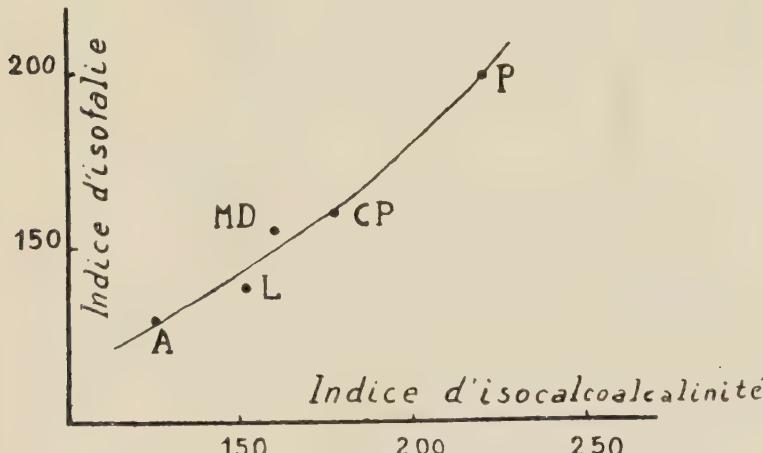


Fig. 6. - Variation de l'indice d'isofalie en fonction de l'indice d'isocalcoalcalinité dans les séries atlantique (A) et pacifique (P) et dans les séries volcaniques de l'Auvergne (L = Limagne, MD = Monts-Dores, CP = Chaîne des Puys).

la plus largement représentée dans la série. Tel est bien le cas pour nos trois séries de l'Auvergne.

III - Indice de calco-alcalinité

On n'a pas attiré jusqu'à présent l'attention sur l'intérêt qu'il y a, dans l'étude des séries magmatiques, à considérer l'indice de calco-alcalinité, que nous définissons comme la valeur du paramètre c pour laquelle on a $c = alk$.

Seul M. A. PEACOCK (1931) avait défini un « alkali-lime index » (1) qui lui avait permis d'établir une classification des séries magmatiques plus précise que celle de P. NIGGLI.

(1) Cet indice se calcule graphiquement. On établit sur un diagramme les courbes $CaO = (f) SiO^2$ et $(Na^2O + K^2O) = (f) SiO^2$, en portant en abscisses les pourcentages de SiO^2 révélés par les analyses chimiques de roche, et en ordonnées les pourcentages correspondants de CaO et de $Na^2O + K^2O$. Ces courbes se coupent en un point pour lequel $CaO = Na^2O + K^2O$. L'alkali-lime index est la valeur de l'abscisse de ce point exprimée en pourcentage de SiO^2 .

Nous pensons qu'il est préférable, à signification égale, de considérer les diagrammes de variation établis en proportion moléculaires à l'aide des paramètres de NICGLI, ce qui n'interdit pas de conserver les subdivisions de M. A. PEACOCK (1931). Ces dernières, définies à nouveau grâce aux valeurs de l'indice de calco-alcalinité, deviennent les suivantes:

		Indice de calco-alcalinité	c=alk
Province	Série calcique	288	20
	Série calco-alcaline	220	20
Province	Série alcalino-calcique	152	20
	Série alcaline		

L'indice de calco-alcalinité des trois séries de l'Auvergne s'établit à:

- 152 pour la série de la Limagne (c=alk=20)
- 162 pour la série des Monts-Dores (c=alk=20)
- 177 pour la série de la Chaîne des Puys (c=alk=20)

Ainsi, tandis que la série de la Limagne se place exactement à la limite des séries alcaline et alcalino-calcique, les séries des Monts-Dores et de la Chaîne des Puys se rangent franchement dans la série alcalino-calcique. Toutes trois, en restant cependant proches les unes des autres sont nettement décalées, comme le met en évidence le diagramme de la figure 6.

Il est très intéressant de constater que la variation magmatique d'ensemble ainsi décelée, pour faible qu'elle soit, est pour l'ensemble du volcanisme de l'Auvergne, parallèle à la chronologie des trois séries, le type calco-alcalin s'accumulant en même temps que les épandements deviennent plus récents. En effet, la série de la Limagne, qui s'est mise en place pendant l'Oligocène, le Miocène et le Pliocène, est à tendance nettement alcaline; la série des Monts-Dores qui la relaie dans le temps à partir du Miocène supérieur, et qui s'étale ensuite sur le Pliocène et le Pleistocène inférieur, reste voisine mais devient franchement alcalino-calcique; enfin, la

série de la Chaîne des Puys, qui succède aux séries précédentes au Pleistocène moyen et supérieur, tend à se rapprocher davantage encore de la série calco-alcaline.

Conclusions

Ainsi le magma générateur du volcanisme de l'Auvergne a fort peu varié depuis le Stampien inférieur jusqu'au Pleistocène supérieur, comme en témoignent les indices de calco-alcalinité des trois séries groupés entre 152 et 177. Cependant à l'intérieur de cet intervalle relativement étroit, on peut mettre en évidence une remarquable variation, continue et parallèle au temps qui, du magma à tendance alcaline du début de l'Oligocène, conduit sans coupure brutale au magma à tendance calco-alcaline du Quaternaire récent.

Les trois séries volcaniques de l'Auvergne sont donc un très bel exemple de « séries consanguines » à cachet régional nettement accusé.

Le caractère pétrochimique *intermédiaire* de la province auvergnate, par rapport aux provinces atlantiques et pacifiques types de P. NIGGLI pourrait s'expliquer par des considérations paléo-tectoniques. Le Massif Central appartenant à l'époque à l'avant-pays le plus externe de l'orogène alpin, les plis de fond à grand rayon de courbure et les fractures verticales s'y seraient associés, en conférant à la région un caractère intermédiaire entre la tectonique cassante des aires continentales fracturées à volcanisme « atlantique » et la tectonique souple des régions géosynclinales plissées à volcanisme « pacifique ». Ce caractère architectural hybride se serait répercuté sur les caractères pétrochimiques du volcanisme correspondant.

B I B L I O G R A P H I E

AUNIORD M. (1952): *Etude sur la brèche andésitique du Cantal*. Bull. Serv. Carte Géol. France, n° 237, t. L, p. 182-190.

BENTOR Y. (1955): *La Chaîne des Puys (Massif Central français): recherches géologiques et pétrographiques*. Bull. Serv. Carte Géol. France, n° 242, t. LII.

BROUSSE R. (1954): *Étude pétrographique des trachyandésites du Mont-Dore*. Mém. Soc. Géol. France, n° 70.

JUNG J. (1946): *Géologie de l'Auvergne et de ses confins bourbonnais et limousins*. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., XI-372 p.

MICHEL R. (1953): *Contribution à l'étude pétrographique des pépérites et du volcanisme tertiaire de la Grande Limagne*. Mém. Soc. Hist. Nat. Auvergne, n° 5, 140 p.

NIGGLI P. (1923): *Gesteins-und Mineralprovinzen*. Bd 1. XVI-602 p.

NIGGLI P., BURRI C. (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. Bd 1. 654 p.

PEACOCK M. A. (1931): *Classification of igneous rocks series*. Journ. Geol., vol. 39, p. 54-67.

LUDOVICO SICARDI

Captazione ed analisi chimica dei gas della esalazione solfidrico - solforosa dei vulcani in fase solfatarica

(Con 1 figura)

In altra mia nota¹ mi sono già interessato del problema della captazione dei gas dell'esalazione vulcanica riducendomi però a considerarlo nelle condizioni più favorevoli, quelle cioè nelle quali l'attività vulcanica attraversa fasi solfatariche condizioni queste ovviamente ben diverse da quelle esistenti in fasi di superiore attività.

Lo studio ebbe il suo inizio nel 1921 nell'Isola di Vulcano dove avevo potuto accettare la contemporanea presenza di alte percentuali di anidride solforosa e di idrogeno solforato nei gas esalanti nelle fumarole. Tale coesistenza, fin allora non ritenuta possibile, fu confermata da altri miei studi analitici alle stesse fumarole effettuati nel 1937 e nel 1951. In vero già il PONTE nel 1914 aveva riscontrato piccole quantità dei due gas in alcune fumarole delle lave etnee. In conseguenza io dovetti ammettere che nella esalazione solfatarica, esclusa la presenza dell'ossigeno almeno nella grande generalità dei casi specialmente a temperature oltre i 100°, sia necessario prendere sempre in considerazione la possibilità di trovarsi in presenza di una miscela gassosa acida « cloridrico-solfidrico-solforosa-carbonica » accompagnata naturalmente da gas inassorbibili alla potassa (azoto, metano, idrogeno etc.) e da vapor acqueo.

Il metodo di raccolta dei gas con tubi a vuoto è completamente da scartare poichè è impossibile evitare

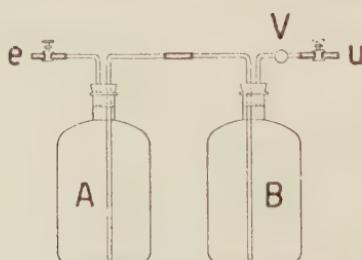
¹ SICARDI L.: *Di alcuni particolari metodi utilizzati nella captazione per le analisi dei gas emessi dalle fumarole dei vulcani.* Annali di Chimica Applicata, Vol. 31, fasc. 7, Roma, 1941.

sia l'introduzione di aria estranea all'esalazione, alla quale viene poi falsamente attribuita, sia, con il raffreddamento, la reazione tra idrogeno solforato ed anidride solforosa umidi. Non sono neppure favorevole ai tubi riempiti per aspirazione giacchè, dato il tempo occorrente all'essicramento dei gas, non si riesce ad evitare la citata reazione.

Nella mia nota ho messo in rilievo come solo la captazione chimica (assorbimento cioè integrale dei gas acidi con opportuni reattivi) rappresenti il più sicuro metodo di lavoro. Tale via ho seguito a Vulcano in due diversi modi: nel 1922-23 con due reattivi, nel 1937 e nel 1951 con uno solo. Quest'ultima applicazione è senza dubbio la migliore anche per la semplicità dell'apparecchiatura e di essa è oggetto il presente lavoro non essendo stata sviluppata completamente in precedenza soprattutto per quanto riguarda la successiva analisi chimica della soluzione.

1. - Captazione chimica dei componenti acidi dell'esalazione

Come reattivo è da utilizzare una soluzione contenente 60 gr./litro di nitrato d'argento e 150 di ammoniaca. Tale solu-



zione salifica e trattiene l'acido cloridrico, l'anidride solforosa e l'anidride carbonica mentre l'idrogeno solforato è trasformato in solfuro di argento che si separa come sale insolubile. Inalterato resta il residuo inassorbibile che può essere raccolto, misurato e studiato a parte.

La realizzazione del procedimento si compie con l'apparecchio della fig. 1, di facile costruzione e di poco costo,

formato da due flaconi da 250 cc. (A, B) muniti di tubazioni, come mostra la figura, e con il tubetto V a potassa. La coppia è caricata con 300 cc. della soluzione preparata nel modo già detto, la quale viene quindi a contenere gr. 18 di nitrato d'argento e gr. 45 di ammoniaca.

Prima di eseguire il collegamento con la fumarola si deve spingere il liquido fino a farlo entrare nella tubolatura in *e* con l'aiuto di una pera di gomma premente applicata in *u*. Collegato l'apparecchio in *e* con la fumarola, opportunamente canalizzata, si aspira il gas con l'aiuto di una pera aspirante applicata in *u* e spostando così il liquido da A in B. Mentre A si riempie di gas, questo comincia ad essere fissato dalla soluzione assorbente che va ritirandosi in B. Solo quando questo flacone è quasi pieno, si cessa l'aspirazione mentre prosegue l'assorbimento il quale determina il ritorno graduale del liquido da B in A, ritorno non totale poichè limitato dalla quantità di residuo inassorbibile che si è andato raccogliendo in A. Quando si nota che non è più praticamente apprezzabile la diminuzione di questo residuo, si eseguisce una nuova aspirazione di gas fumarolico ripetendo successivamente ogni manualità fino a raccogliere in A tanto residuo quanto è necessario per ulteriori ricerche. È pure da tener presente che la fine del prelevamento complessivo è determinata anche dalla ricchezza dell'esalazione in idrogeno solforato, il qual limite va apprezzato dalla quantità di precipitato che si raccoglie in A. Si chiudono i due morsetti *e* ed *u* e si stacca l'apparecchio dal collegamento con la fumarola. Quando il volume del residuo gassoso mostra di non più ridursi, si travasa lo stesso residuo in una buretta di Hempel piena di acqua acida per fissare le tracce di ammoniaca trascinata e lo si misura notando la pressione e la temperatura relative. Dalla buretta il gas viene fatto passare in un tubo di trasporto di conveniente capacità.

A questo punto si sostituiscono i tappi dei flaconi attraversati dai tubetti con tappi interi avendo cura di lavare i tubetti all'interno ed all'esterno, facendo ricadere le acque negli stessi flaconi. Questo lavoro va fatto con una certa ra-

pidità ed è anche opportuno spostarsi e mettersi in una posizione dove il vento non possa spingervi gas fumarolici.

Il contenuto dei flaconi è pronto per essere sottoposto alle determinazioni analitiche da eseguirsi, come per il gas residuo, in laboratorio. Sarà quindi sufficiente avere una scorta di flaconi e di tubi e per il resto pezzi di ricambio.

Il gas inassorbito dalle soluzioni di nitrato di argento ammoniacale e raccolto nei tubi di trasporto viene analizzato secondo i comuni metodi gasvolumetrici. È bene però assicurarsi che esso sia privo completamente di sostanze acide.

2. - Analisi delle soluzioni di assorbimento

Il liquido già raccolto nei flaconi di assorbimento con il solfuro d'argento precipitato, viene filtrato evitando assorbimento di anidride carbonica, raccogliendo il liquido chiaro in un matraccio tarato da 500 cc. assieme alle acque dei successivi lavaggi. Si porta quindi a volume: soluzione A. In tale soluzione si determinano HCl , SO_2 , e CO_2 mentre il solfuro d'argento rimasto sul filtro si utilizza per la determinazione dell'idrogeno solforato. Tutte le determinazioni ora descritte portano a determinare il volume dei diversi gas a 0° e 760 mm. di pressione.

Determinazione dell'idrogeno solforato — Il filtro con il solfuro di argento viene fatto asciugare in stufa, quindi bruciato in crogiolo di porcellana e disciolto nello stesso crogiolo in acido nitrico diluito, ripetendo il trattamento e tirando a secco ogni volta, fino ad avere una soluzione chiara. Questa è accuratamente travasata in un beuta assicurando un perfetto lavaggio del crogiolo. Nella soluzione si titola l'argento con n cc. di soluzione N/10 di ammonio solfocianuro, indicatore l'allume ferrico.

Il contenuto in volume di acido solfidrico nella soluzione A, sarà dato da:

$$n \times 1,1206$$

Determinazione dell'acido cloridrico — Si prelevano V cc. di una soluzione tipo di sodio cloruro al 0,01 %, di

cui 1 cc. corrisponde a gr. 0,00000624 cioè cc. 0,003824 di acido cloridrico gassoso. Si pone tale volume in un cilindro graduato da 50 cc. (R). Si prelevano V' cc. di sol. A che si passano in un altro cilindro graduato da 50 cc. Il contenuto di ambedue i cilindri viene acidificato con acido nitrico e quello R addizionato di alcune gocce di soluzione di nitrato d'argento al 10 %. Si portano quindi le due soluzioni a 50 cc.

Il saggio va ripetuto fino ad ottenere per i due volumi un'eguale opalescenza. La quantità in volume di acido cloridrico gassoso contenuto nella soluzione A sarà dato da:

$$\frac{V}{V'} \times 1,912$$

Determinazione dell'anidride solforosa — Si prelevano 100 cc. di soluzione A, si pongono in un becker da 500 cc. aggiungendo 25 cc. di acqua ossigenata priva di acido solforico. Si fa bollire fino a scomparsa dello sviluppo gassoso, si lascia intiepidire, si aggiunge acido cloridrico fino a reazione acida. Si filtra il cloruro d'argento e si lava. Nelle acque chiare e di lavaggio messe insieme si effettua la determinazione dei solfati con soluzione di bario cloruro ed operando nel modo consueto. Siano f i gr. di bario solfato pesati. Il volume dell'anidride solforosa cercato per tutta la soluzione A è dato da $f \times 480$.

Determinazione dell'anidride carbonica — 100 cc. della soluzione A vengono trattati in un matraccio munito di valvola Bunsen con 50 cc. di soluzione al 30 % di potassa caustica purissima e 25 cc. di acqua ossigenata. Si fa bollire fino a scomparsa dei vapori ammoniacali, si filtra, si lava e si porta a 500 cc. in matraccio tarato. Di questa soluzione 200 cc. sono ancora diluiti in altro matraccio nuovamente a 500 cc. Due prelevamenti di 25 cc. ciascuno di questa soluzione sono titolati con soluzione di acido cloridrico N/10 rispettivamente al metilarancio ed alla fenolftaleina. Sia M la differenza tra le due titolazioni. Contemporaneamente si fa una prova in bianco partendo dalla soluzione ammoniacale di nitrato d'argento adoperata per l'assorbimento gassoso ed

operando con lo stesso identico seguito di modalità fino alla doppia titolazione sopradetta di cui sia N la differenza. Il volume dell'anidride carbonica cercato per tutta la soluzione A sarà dato da $(M - N) \times 560,3$.

3. - Calcoli analitici

I dati ricavati dalle determinazioni quantitative effettuate sulla soluzione ammoniacale di nitrato d'argento impiegata nell'operazione di assorbimento dei gas acidi dell'esalazione, ci fanno conoscere i volumi dei singoli componenti già a 0° e 760 mm di pressione, alle quali condizioni va invece riportato il volume di ciascun componente il residuo inassorbibile. Si è ora in grado di calcolare facilmente la composizione centesimale della miscela gassosa emessa dalla fumarola studiata.

A. R. McBIRNEY

Thoughts on the Eruption of the Nicaraguan Volcano Las Pilas

(With 2 plates)

The recently renewed activity of the volcano Las Pilas in Nicaragua has provided a new occasion for speculation on the true nature of phreatic eruptions and the importance of ground water in Volcanology.

Located in the central portion of the Marabios Volcanic Range which runs N 45° W through the northwestern part of Nicaragua, Las Pilas is a complex structure consisting of several adjacent, interlocking eruptive centers. Numerous craters of variable size and degree of preservation are found throughout the summit area. Although situated in the heart of one of the world's most active volcanic regions, there is no record of previous eruptions from this particular volcano since the coming of the Spanish explorers in the 1520's.

During November and December of 1950 Cerro Negro, lying only some four or five kilometers to the northwest, went through one of the more spectacular eruptions of its youthful history. No other unusual activity was apparent anywhere in the chain until the morning of 23 October 1952 when the inhabitants of Leon awoke to find the summit of Las Pilas cleft by a long, straight fracture running up and over the peak and pouring out dense clouds of steam, gas, and dust throughout its length. A small amount of dust and hydrogen sulfide fumes were blown over the city, but soon it became apparent that no more serious effects were to be feared.

The fissure, with a total length of slightly more than one kilometer, runs almost due north and south, corresponding to the general trend of all the most recent faulting in this re-

gion. Almost without exception, the most youthful volcanoes in northwestern Nicaragua have been situated along lines intersecting the major axis of the chain at angles of approximately 45°, indicating that they probably lie on large tension cracks resulting from the northwestward movement of the western or Pacific side of the major tectonic fault.

During the month of October the Nicaraguan rainy season invariably reaches a climax, and the month is noted for its weeks of continual downpours. The large collapse craters on Las Pilas serve as excellent collecting basins for the rain, and when, at the end of the particularly heavy rains, the fissure opened adjacent to one of the largest of these craters, it was naturally assumed that the event was a phreatic eruption. This was borne out when I managed to climb the volcano and found that the only products of the eruption were low temperature gases and lithic debris from the wall rocks. Bright yellow deposits of sulfur were noted during the first few days around certain portions of the fissure, but soon these disappeared, as did the strong odor of H_2S , which was replaced by SO_2 .

There was no vertical or horizontal displacement along the fissure. Measuring up to 25 feet in width in the center, it narrowed out steadily toward the two extremities. The gas and steam which had originally been emitted throughout its length soon became concentrated in the upper, central portion where a well defined vent eventually formed. The volume of the fumes declined after the initial days, and during December and January activity ceased altogether, but in February 1953 weak but steady emissions were again observed, and during the rest of that year and 1954 the fume cloud grew until it became a prominent feature on the skyline, clearly visible from Managua. On the 29th of October 1954, within six days of the second anniversary of its opening, Las Pilas erupted again and for three days showers of dust fell on Leon exactly as it had in the initial eruption, except for the fact that activity was centered in the now well formed vent

near the summit. The preceding month had been one of the rainiest in two years, and prior to the eruption the downpours had been almost continuous for three weeks.

In considering the forces which opened the original fissure we see two very obvious factors: the tension set up by tectonic movements and ground water. It is possible that another contributing element was the rise of magmatic pressure reflected by the earlier eruption of lava from Cerro Negro. It has become increasingly apparent that the volcanoes of Nicaragua react in sympathy to such rises of the underlying magma, and eruptions in one part of the chain are very often followed by eruptions elsewhere within a short period of time (usually less than 24 months). At any rate, the steady emission of gases throughout most of 1953 and 54 and the presence of magmatic constituents indicates some connection, however sinuous or deep, between the fracture and the underlying magmatic body.

However, it is apparent that the effect of the rain was not merely that of suddenly inrushing cold water that was converted to steam and blown out explosively in the manner of the classic 1924 eruption of Kilauea. In this case, as in many others, a subtler solution is required. No great knowledge of thermodynamics is required to understand that water seeping down through porous formations to a hot level will not be suddenly flashed to steam any more than a kettle of water on an open fire will suddenly go up in a cloud of vapour. The temperature and pressure of the ground water at any depth will be limited by and seldom exceed the hydrostatic pressure of the overlying water column. This has been amply demonstrated in steam wells drilled in regions of high temperature gradients where, in the absence of primary, magmatic steam, the pressures and temperatures encountered closely follow a regular curve based on the boiling point of water at pressures corresponding to the hydrostatic head at any given depth. In such a case, the entrance of cool ground

water has the effect of lowering rather than raising the temperature of the saturated formation.

We know that some cooling rocks above a certain temperature actually have a strong affinity for water and will absorb it from other rocks, steam fissures, or any other available source. As Sosman has well pointed out, « an intruding magma, if unsaturated with water, will establish a gradient of both water pressure and water concentration in the surrounding rocks; the direction of falling pressure and concentration will be *toward* the intrusive, not away from it as has been commonly assumed. This phenomenon is further enhanced by the phenomenon of thermal transpiration by which a gas under constant pressure, in a medium having small pores, travels toward the region of the highest temperature. Groundwater therefore travels toward an unsaturated magma, rising in temperature as it does so... Magma intruding water-saturated rocks may thus absorb water vapor rapidly enough to produce a pressure gradient *toward* the magma, instead of surrounding itself with a blanket of outward-driving steam and hot water, as usually supposed ».

However, there seems to be a critical temperature below which the magma, once saturated, is no longer able to contain the water vapor, and if the pressure is sufficiently low a sudden release of water vapor through vesiculation takes place. Therefore, it appears more reasonable to believe that many so-called phreatic eruptions, including that of Las Pilas, are brought on by the chilling effect of the ground water which, after saturating the magma with water vapor, lowers its temperature until a critical point is reached and a sudden release occurs. This would be accompanied by a great volumetric increase capable of producing just such an expansion crack as the Las Pilas fracture.

There seems, moreover, no reason why this process could not be repeated, provided the inflow of water were thereafter limited (as would be the case in the dry season of

Nicaragua between November and May when rainfall is virtually nil) and a steady supply of heat were available to restore the intrusive body to a temperature where it could again begin to absorb water with the following rainy season. This would admittedly require a delicate balance of heat and water flow and could hardly be expected to perform with any great degree of seasonal regularity. Would it be going too far to offer this as a possible explanation of the repeated expansive and contractive forces commonly observed in many small, near-surface intrusives?

REF E R E N C E S

MCBIRNEY, A. R. 1953: *Pre-drilling Investigations of the San Jacinto Thermal Area*, Managua.

SAPPER, C. 1925: *Los Volcanes de la America Central*, Halle.

SOSMAN, R. B. 1947: *Some geological phenomena observed in an iron and steel plant*. Trans. N. Y. Acad. Sci.

SOSMAN, R. B. 1950: *Centripetal genesis of magmatic ore deposits*. Abs. Proc. Geol. Soc. Am.

WILLIAMS, H. 1954: *Problems and Progress in Volcanology*. Quart. Journ. Geol. Soc. London.

P L A T E S



Fig. 1. - View looking south across Las Pilas on the first day following the initial opening on 23 October 1952. Note the outline of the large collapse crater on the summit just to the right of the fissure.
(Photo by Mr. D. N. SPENCER)



Fig. 2. - View of the Las Pilas fissure approximately four weeks after the initial eruption, looking southward up the central portion near the summit.
(Photo by the author)

FREDERICO MACHADO

The Fracture Pattern of Azorean Volcanoes

(With 4 figures)

Introduction — The Azores are volcanic islands generally of recent age. The geological structure is complex because of the irregular distribution of lava flows and pyroclastic cones and layers.

However the recency of the volcanic landscape allows the study of the structural fractures which are marked by the following features:

- 1) Alignment of cinder cones;
- 2) Occurrence of fault scarps; and
- 3) Drainage accidents (stream captures).

The drainage accidents are usually a consequence of previous fault scarps, but the captures may persist after the scarp has been concealed by river erosion and/or by subsequent deposition of pyroclastics.

The purpose of this paper is to summarize the results of rapid surveys of the apparent fractures of a few Azorean volcanoes.

The fractures of individual volcanoes are sometimes superimposed on the regional tectonic lines, shown on Figure 1, which were studied by AGOSTINHO [1936].

Agua-de-Pau volcano — This volcano occupies the middle part of San Miguel Island. The older lavas are mostly basaltic. Lava flows alternate with pyroclastics (basaltic scoriae) to form a large composite cone.

The last eruptions expelled more acid material and exhibited a very explosive character. Thick layers of trachytic pumice (almost without lithic debris) now cover the old basalts and, probably in connection with these explosions, a

caldera measuring 2 by 3 km was formed by subsidence of the summit of the volcano.

In historic times (after the XVth century) only one huge explosion occurred in 1563, with a profuse pumice fall from a plinian cloud. The caldera has been ascribed to this paroxysm, but FRIEGLAENDER [1929] stated that the complicated



Fig. 1. - Regional tectonic lines of the Azores (after J. AGOSTINHO).

form of that caldera must be the result of successive eruptions at different times.

According to a contemporaneous report [FRUTUOSO (1563 ?), 1926] it seems probable that the 1563 eruption only produced the engulfment (along the inner ring fracture of Figure 2) of a small cone which existed inside the caldera. The basin so formed was subsequently occupied by the actual lake.

After the pumice showers, basaltic flows were ejected from a parasitic cone on the northern slope. A similar basaltic effusion occurred in 1652, and active fumaroles (and mineral springs) are still found on the flanks of the volcano.

Many basaltic cinder cones formed by eccentric vents appear to mark the existence of a regular pattern of fissures

which are either radial or concentric with respect to the main vent. Beyond the ring faults of the caldera, a few other scarps complete the fracture pattern shown on Figure 2.

Cinco-Picos volcano — On the eastern part of Terceira Island lies a circular basin 7 km in diameter (centering near

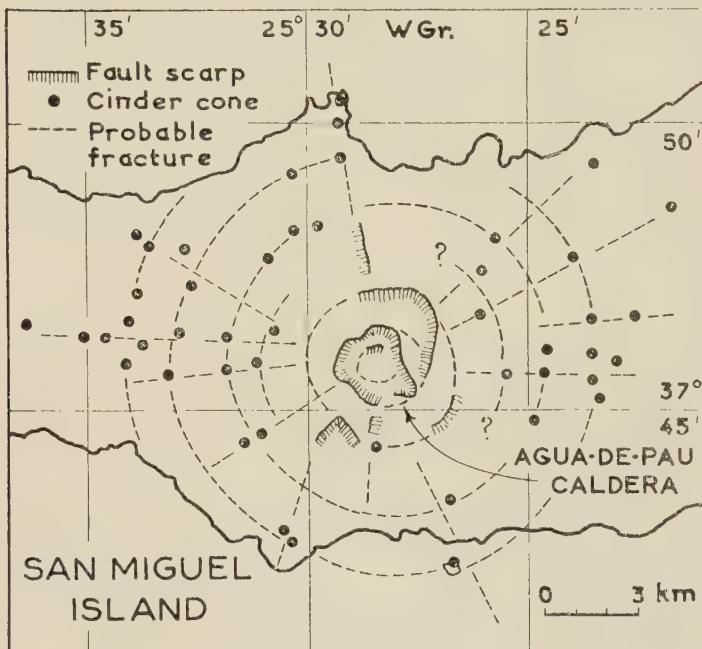


Fig. 2. - Agua-de-Pau caldera (Central part of San Miguel Island).

the place called Cinco-Picos) which represents the largest caldera of the Azores.

The rim scarp presents three discontinuities, probably marking the emplacement of pre-existing graben.

Cinco-Picos volcano was formed by the accumulation of basaltic lavas and scoriae, with a few trachytic flows in the later stages.

The subsidence of the caldera was preceded by pumitic explosions of extreme violence. Glowing avalanches, of the type postulated by WILLIAMS [1941] for the Krakatau catastrophe, advanced down the graben valleys, leaving these

depressions filled with massive unbedded pumice and cinder, 20 meters thick at the coast.

On the northeast the pelean explosions formed a consolidated tuff locally known as « pedra das Lagens » (Lagens stone) which appears to be of ignimbrite nature.

Some plinian pumice was also spread over the island in several thin layers (each about 1 meter in thickness). In a

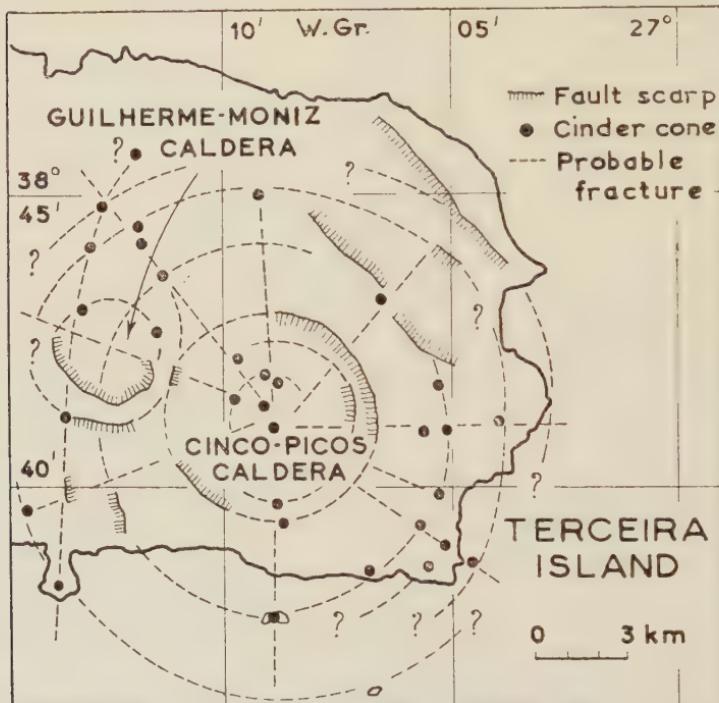


Fig. 3. - Cinco-Picos caldera (Eastern part of Terceira Island).

few places, basaltic lava flows and basaltic tuff are interbedded in the pumice, showing that there were at least three explosive phases certainly accompanied by as many engulfments.

After the subsidence, many basaltic parasitic cones developed inside the caldera and on the outer slopes. Also from the adjacent Guilherme-Moniz volcano, basaltic lavas flowed over the bottom of Cinco-Picos caldera.

All these basaltic products appear to be very recent, but

no activity has been reported since the colonization of the island in the XVth century.

The rim fault scarp, though discontinuous, is arranged in a nearly perfect circle. Other ring fractures and a few radial lines are marked by the parasitic cones and some fault scarps (see Fig. 3).

The volcano of Fayal Island — Like the preceding volcanoes, this island is formed by a basaltic composite mountain

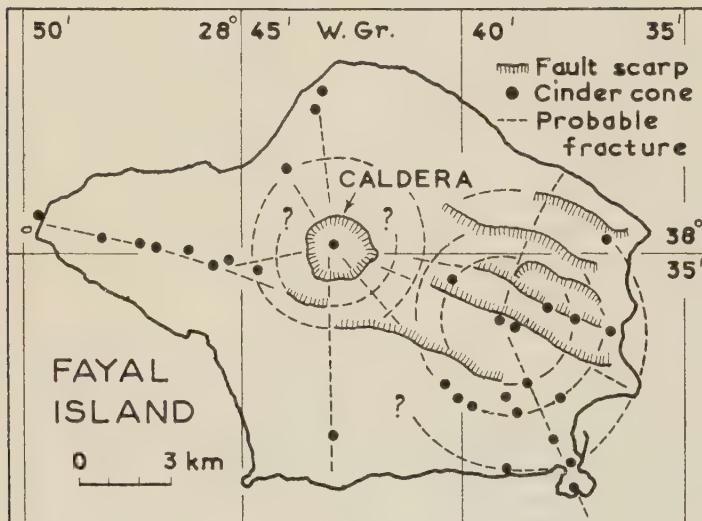


Fig. 4. - Fayal caldera and associated graben.

which was afterwards covered by trachytic pumice layers. A notable feature of the volcano is the migration of the central vent from east to west.

The former position of the summit is well assigned by a network of concentric and radial fractures. Although engulfment occurred in this zone, no caldera exists there but only a multiple-fault graben (see Fig. 4).

At the subsequent emplacement of the central vent a caldera 2 km in diameter was formed by subsidence, probably following the ejection of the trachytic pumice and cinder

(partly of pelean and partly of plinian type), which fell on the flanks of the volcano and on many of the parasitic cones.

This caldera presents several radial fractures and in its center lies a basaltic cinder cone of posterior formation. In recent times the activity concentrated on the western fissure, which seems to be controlled by a regional tectonic line. This fissure is assigned by a chain of small cinder cones, not covered by pumice, where a basaltic effusion occurred in 1672.

Other volcanoes — The remaining calderas of the Azores present more or less similar fracture nets, and are usually accompanied by pumice and cinder layers.

It seems however that very little or no loose material was ejected by the Guilherme-Moniz volcano, in connection with the formation of its caldera, because the small quantity of pumice found nearby may be ascribed to the adjacent volcanoes. Pumice is also lacking near the Ribeiras depression (Pico Island) but it is doubtful whether the basin is a true summit caldera.

Several calderas have a convex bottom strongly suggesting that the previous summit subsided as a single cylindrical block so that the form of the upper slopes was preserved. This is the case of Sete-Cidades caldera (San Miguel Island), of Santa-Barbara caldera (Terceira Island), and possibly of the very deformed Pico-da-Se caldera (Flores Island).

Formation of the calderas — It has been emphasized in the present paper that the main volcanic vents of the Azores usually lie in the center of fracture nets of a spider web type, constituted by circular and radial fractures.

The rims of most of the Azorean calderas are formed by sharp fault scarps, the basins appearing to be always caused by engulfment along one of the existing ring fractures.

In this hypothesis, according to WILLIAMS [1941], a caldera will be formed every time the summit is not supported by the underlying magma; and removal of support in the Azorean volcanoes appears to be usually accomplished by the explosive ejection of large amounts of pumice and cinder.

The fact would approach these calderas of WILLIAMS' Krakatau type. But one difference probably exists because for the Krakatau type a piecemeal subsidence is assumed, and in the Azores there is, on the contrary, a slight evidence of single-block stoping, characteristic of the Glen-Coe type.

Also in Hawaii, MACDONALD showed that the calderas were formed by this type of subsidence (see KUNO [1953]). Ring fractures appear then to be a more widespread feature than could be anticipated by considering its frequency on old structures now exposed by denudation (HUNT, 1938).

Acknowledgments — The writer is indebted to B. L. COLLINS for helpful suggestions, and to M. R. PINTO for preparing the drawings.

Public Works Service. Horta, Azores.

R E F E R E N C E S

AGOSTINHO, J.: *The volcanoes of the Azores Islands*. Bull. Volcanologique, Sér. II, T. 8, pp. 123-138, 1936.

FRIEDLAENDER, I.: *Die Azoren*. Zs. Vulkanologie, v. 12, pp. 77-94, 1929.

FRUTUOSO, G.: *Saudades da Terra (Manuscript of the XVIth century)*. Livro IV, v. 2, Tip. do Diario dos Açores, Ponta Delgada, 1926.

HUNT, C. B.: *Rock structures associated with some ancient volcanoes*. Trans. Amer. Geophys. Union, v. 19, pt. I, pp. 32-34, 1938.

KUNO, H.: *Formation of calderas and magmatic evolution*. Trans Amer. Geophys. Union, v. 34, pp. 267-280, 1953.

WILLIAMS, H.: *Calderas and their origin*. Univ. Calif. Pub., Bull. Dept. Geol. Sci., v. 25, pp. 239-346, 1941.

P. BORDET

Les cratères d'explosion de l'Ahaggar (Sahara central)

(Avec 1 fig.)

On sait que la partie centrale de l'Ahaggar (Sahara central) est occupée par un important massif volcanique tertiaire (Atakor), totalement éteint. D'autres massifs volcaniques analogues sont situés à la périphérie: Tahalra vers le SW, Edjéré au N, massif de Sérouénout vers le NE et Adrar-n-Ajjer en bordure du Tassili vers l'E.

Dans ces massifs existent des cratères d'explosion dont voici la description.

Leurs diamètres sont variables, généralement beaucoup plus grands que ceux des volcans basaltiques qui se trouvent dans les mêmes régions. Ils s'échelonnent entre plusieurs centaines de mètres et deux ou trois kilomètres; ils se rapprochent donc de ceux des caldeiras. La forme en est généralement à peu près circulaire ou polygonale.

Leurs profondeurs sont, tantôt grandes: 100 à 150 mètres au dessous du sol, tantôt faibles et presque nulles; dans le premier cas, ils sont ouverts dans des roches cristallophylliennes ou des granites recouverts de formations volcaniques, ils ont des bords subverticaux et une disposition en puits; dans le second cas, ils paraissent avoir été comblés, postérieurement à leur phase d'activité, par effondrement ou érosion des bords, ou par apports extérieurs amenés par des oueds. Dans tous les cas, les roches cristallophylliennes du socle ont été intéressées par l'explosion, mais ce fait n'entraîne pas nécessairement une grande profondeur car les formations volcaniques de couverture sont généralement peu épaisses, 100 à 200 mètres au maximum. Le fond de ces ca-

vités est occupé actuellement par des alluvions sableuses récentes, leur remplissage se poursuit très activement.

Ils sont entourés par un cône plat formé par l'accumulation des matériaux projetés; l'épaisseur maximum de ceux-ci au bord du cratère n'excède guère une cinquantaine de mètres. Il peut arriver que cette formation se soit mise en place sur des reliefs préexistants, dominant parfois le cratère de 100 ou 200 mètres.

On y trouve généralement en quantité à peu près égale des fragments broyés et anguleux de roches du socle et de roches volcaniques — parfois des bombes — pris dans des lits assez réguliers de graviers, de sable ou de cendre fine. La couleur de cette formation est généralement bleutée et assez claire, les roches n'ayant pas été oxydées. Les plus gros blocs dépassent rarement quelques kilogrammes et constituent des lits de congolomérats grossiers.

Les roches volcaniques contiennent fréquemment de grands cristaux de plagioclase acide et de hornblende brune (100 grammes et plus), plus rarement des associations de pyroxène et de périclase.

En bordure de ces cratères, on trouve très généralement les restes d'un volcan qui les a précédés; il peut n'en subsister qu'un fragment de coulée ou une partie de cône.

Ces cratères d'explosion sont souvent groupés: parfois par deux, parfois en plus grand nombre.

Les principaux cratères d'explosion connus sont les suivants.

A - Le Tédjet-n-Ehéri, situé à l'ouest de l'oued Amded, en aval du puits de Tin Dahar (N du Tahalra). En ce point existent deux appareils distincts: le plus oriental est sans doute le plus extraordinaire de tous les cratères d'explosion de l'Ahaggar; c'est un large cratère, grossièrement triangulaire, ouvert en plein gneiss: ses paroies intérieures sont sub-verticales et mesurent plus de 100 mètres de haut. Vers le S, subsistent quelques restes d'un cône volcanique préexistant (voir fig.).

Peu à l'W, un autre appareil devait être semblable, à en

juger par la structure du cône de brèche qui l'entoure, mais, postérieurement à l'explosion, une venue de basalte l'a rempli jusqu'au bord, sans pourtant qu'il ne se soit formé ni cône ni coulée.

B - Le Tedjet-n-Ilamane est situé près du village d'Ilamane (Atakor central). En ce point existe un cratère double, presque comblé; le cône contient en grande abondance des morceaux du granite sous-jacent (granite du Taessa); celui-ci



Fig. 1. - Cratères d'explosion de Tédjet-n-Ehéri, vus du NE d'après une photo d'avion (IGN, France).

Dans le cratère le plus proche, on distingue: le puits vertical creusé dans le socle cristallophylien, les restes de l'appareil volcanique antérieur (à gauche), ainsi que le cône de débris qui le recouvre. Le cratère situé à l'arrière-plan, analogue au premier, a été rempli secondairement par une venue basaltique.

n'affleure plus qu'en un point à l'intérieur même du cratère, vers l'E. Au N subsiste un fragment de coulée provenant d'un volcan disparu qui en occupait l'emplacement.

C - L'Ouksem, au NW d'Idèles (N de l'Atakor) comprend deux cratères accolés ouverts dans une série cristallophyllienne formée de gneiss et de granite porphyroïde; ils ne sont séparés que par une étroite muraille de gneiss. Leur

profondeur dépasse 100 mètres, tandis que leur diamètre atteint environ un kilomètre.

Le cône qui les entoure comprend trois parties superposées: à la base existent des restes d'un volcan basaltique avec une petite coulée qui a cheminé vers l'E, d'un à deux kilomètres; au dessus vient une sorte de béton que j'ai attribué au fonctionnement d'un volcan de boue: outre les éléments habituels, on y trouve des boules de granite porphyroïde rigoureusement polies pouvant atteindre un mètre de diamètre; je pense que les blocs de granite détachés de la cheminée ont été façonnées dans le cratère lui-même et polis par usure dans la boue avant d'être rejetés au dehors. (Un autre volcan de boue a fonctionné dans la région de Tésem (Amadror), mais n'a pas fait explosion). Enfin, au dessus, vient la brèche d'explosion proprement dite, ici réduite et difficile à distinguer des éléments dus à la phase précédente.

Au fond du cratère S subsiste encore une source qui dépose du bicarbonate de soude (*ouksem* en tamahaq, d'où le nom du cratère); il est exploité par les indigènes pour être mélangé au tabac à chiquer.

D - Les cratères de Tésem (Amadror) sont célèbres à cause des mines de sel gemme qui s'y trouvent.

On en compte au moins cinq, groupés à quelques kilomètres les uns des autres.

1 - Au NW, un grand cratère polygonal (qui ne figure pas sur la carte au 1/200 000^e feuille Amadror) mesure une cinquantaine de mètres de profondeur sur plus d'un kilomètre de diamètre. Vers l'est, il a détruit un cône volcanique tandis qu'à l'W, il est creusé au pied de reliefs préexistants, au dessus desquels se sont accumulées plusieurs dizaines de mètres de brèche d'explosion.

2 - Un autre cratère contient les anciennes mines de sel; vers le SW subsiste la moitié d'un cône volcanique sectionné par l'explosion.

3 - Un troisième cratère existe au SE des précédents. Il contient les nouvelles mines de sel; il est dissymétrique, les projections s'étant accumulées principalement vers l'W.

4 - Un quatrième, presque nivélo, est à peine visible au sol, mais il apparaît nettement d'avion.

5 - Enfin, à trois kilomètres au S existe encore un grand cratère dissymétrique dans lequel aboutit une branche de l'oued Amadror.

Ces cinq cratères ont été ouverts dans une formation qui comprend :

- à la base des gneiss et des rhyolites précambriniennes;
- au dessus des calcaires lacustres tertiaires récents ou quaternaires;
- enfin des tufs volcaniques.

Postérieurement à leur fonctionnement, la région a été encore envahie par l'eau qui les a remplis; ils ont formé des lacs où ont vécu des poissons (*Tylapia*, trouvés par M. LELUBRE), et des gastéropodes, puis s'est déposé le sel actuellement exploité. La persistance de lacs dans cette région s'explique par le fait que le massif volcanique de l'Edjéré a barré l'ancienne vallée par laquelle l'oued Amadror devait s'écouler vers le NW. L'accumulation du sel en ce point est donc due uniquement à des conditions géographiques favorables.

E - C'est dans une situation géographique analogue, à une quarantaine de kilomètres plus au NW que se trouvent les cratères de l'Edjéré (Edjéré Settefen).

1 - Le plus occidental est le plus grand: il mesure près de 4 kilomètres de diamètre; il a sectionné un cône volcanique situé à l'W; il est peu profond car il a été en partie rempli par les projections d'un cratère voisin situé plus à l'E.

2 - Celui-ci est polygonal et mesure plus de 2 kilomètres de diamètre; ses bords paraissent s'être affaissés à l'intérieur et ont pris une disposition en gradins. Des terrasses blanchâtres situées peu au dessus du fond sont peut-être dues à d'anciennes sources maintenant taries. Un cône basaltique démantelé existe au NE.

3 - Un peu au N, existe un troisième cratère, plus profond que les deux précédents; il ne semble pourtant pas que les roches du socle cristallophyllien y affleurent, car il est ouvert dans une série de coulées horizontales relativement

épaisses. Le cône de brèche d'explosion est remarquable par sa régularité et son importance; il est à peine erodé et recouvre presqu'entièrement un cône volcanique situé au N. qui a été sectionné par le milieu et dont la structure interne est bien visible.

4 - Un autre cratère plus petit est porté sur la carte un peu plus à l'E; je ne l'ai pas visité.

A coté de ces cratères typiques, on remarque d'autres appareils caractérisés par un diamètre plus faible, un cône plus développé formé principalement de fragments de basalte. Ils se différencient, par contre, par leur diamètre plus grand et leur cône surbaissé non égueulé, des appareils basaltiques qui présentent dans ces régions le type strombolien. Ils sont peut-être attribuables à un processus explosif, mais leur structure n'implique pas la violence des phénomènes que l'on décèle dans les cas précédents.

On en connaît dans l'Adrar Irréouchem, au voisinage de l'Ouksem, ainsi qu'au S de Tésem, bref ils paraissent localisés à peu près dans les mêmes régions que les autres.

Voici donc les caractères essentiels des cratères d'explosion.

Le volume des roches projetées à l'extérieur est considérable et de l'ordre du kilomètre-cube; il est difficile à apprécier exactement car on ne connaît jamais la profondeur initiale réelle du cratère.

Les roches rejetées à l'extérieur sont entièrement broyées et souvent réduites à l'état de sable; le volume du cône qu'elles constituent paraît toujours très inférieur à celui du cratère; on peut donc penser qu'une partie notable des roches a été projetée dans l'atmosphère sous forme de poussière et n'est pas retombée sur place.

La disposition littée du cône pourrait évoquer une série d'explosions se succédant rapidement; cette interprétation est discutable: peut-être l'explosion a-t-elle été unique.

Un appareil volcanique normal a presque toujours fonctionné antérieurement à l'explosion; celle-ci n'est donc pas attribuable à la détente des gaz volcaniques qui se serait

produite au début de l'éruption; une récidive est très peu probable, car on n'en constate jamais dans les volcans de cette région.

Les débris formant le cône sont constitués en quantité à peu près égale par des roches préexistantes (cristallophylliennes ou vieux basaltes) et par des laves nouvelles. Il existait donc, avant l'explosion, une masse importante de basalte chaud rassemblé au voisinage de la surface du sol, que ce soit l'appareil volcanique dont il vient d'être question ou un autre dispositif, tel un laccolite. Mais la mise en place de ce basalte avait cessé au moment de l'explosion: elle ne s'est poursuivie que dans un seul cas (Tédjet-n-Ehéri).

La présence d'eau, ou au moins d'humidité, dans les terrains affectés par l'explosion est certaine dans plusieurs cas, probable dans d'autres. Cette eau peut avoir circulé dans des cassures des roches cristallophylliennes (Ouksem) ou avoir imbibé des terrains plus ou moins poreux (Tésem).

On sait en effet qu'au Quaternaire, le climat du Sahara a été beaucoup plus humide qu'il ne l'est maintenant.

En conclusion, l'explosion n'est pas attribuable directement à une éruption volcanique puisqu'elle a suivi un paroxysme qui n'a pas eu de récidive; d'ailleurs, ce qui a explosé est une masse contenant au moins autant de roches inertes que de laves.

La libération d'énergie n'a pas été ponctuelle, sinon il faudrait admettre pour des cratères de plusieurs kilomètres des profondeurs initiales invraisemblables. D'ailleurs, l'état de broyage générale des roches qui constituent les cônes prouve qu'elles ont été affectées directement par le phénomène explosif; celui-ci a intéressé des volumes de roches considérables, d'une manière tout-à-fait indépendante de leur nature géologique.

De telles explosions ne sont donc, semble-t-il, qu'une conséquence indirecte du volcanisme. Mr GOCUEL a montré que l'échauffement d'une masse de roches humides était, à lui-seul, susceptible de produire, dans certaines conditions, des explosions extrêmement violentes. Les cratères de l'Ahaggar paraissent dus à un phénomène de ce genre, qui s'est répété

à diverses reprises et en divers points des grands massifs volcaniques, lors de leur dernière phase d'activité, pendant le Quaternaire.

B I B L I O G R A P H I E

BORDET P.: *Les appareils volcaniques récents de l'Ahaggar*. XIX Congrès géol. int. Alger 1952. Mon. rég., 1^o s., n^o 11.

GOGUEL J.: *Le régime thermique de l'eau souterraine*. Annales des Mines, X, 1953, p. 3-32, Paris, Imprimerie Nationale.

LELUBRE M.: *Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental*. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2^o s., n^o 22.

M. NEUMANN VAN PADANG

A Swedish Sketch of the Island of Krakatau in 1748

(With 4 figures)

Colonel CARL AXEL TORÉN published in the Svenska Linné-Sällskapets Årsskrift (Journal of the Swedish Linnean Society) of 1953 an article, called « *Om Olof Torén* », bringing a picture of the island of Krakatau (fig. 1) which the shipsclerk CHRISTOPHER HINDRICH BRAAD on board of the Swe-



Fig. 1. - Krakatau volcano in 1748, sketched by C. H. BRAAD.
(From TORÉN, 1953 p. 25).

dish East Indiaman « *Hoppet* » (the Hope) sketched in July 1748, when sailing through Sunda Straits. On board of this ship was also the botanist and ships-chaplain OLOF TORÉN, a pupil of the famous Linnaeus, and an ancestor of the author of the above mentioned article. As pictures of Krakatau from the first centuries of European contact with the East Indian Archipelago are rare, Professor Fr. SIGNORE advised me to publish this one in the *Bulletin Volcanologique*.

Before the great eruption of 1883, the principal island of Krakatau was built up of three volcanoes, viz. Rakata, Danan and Perbuwatan. They were ranged in a SSE-NNW direction, forming the 33 square kilometres large and 9 km long island,

visible in fig. 2 a. This map is composed from the sketch of SALOMON MULLER in 1836, the topographical sketch-map of Captain FERZENAAR and the statements of the geologist R. D. M. VERBEEK, who studied the volcano during and after its activity in 1883.

Captain FERZENAAR, who mapped the island on August

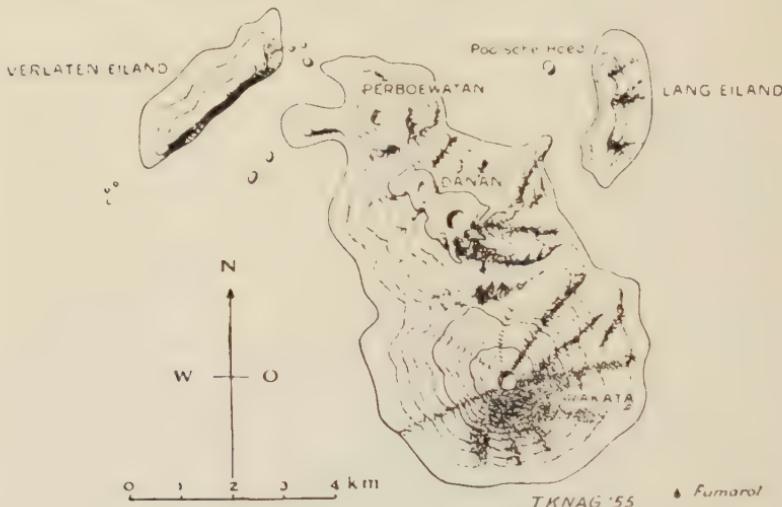


Fig. 2 a - Map of the Krakatau group, shortly before the catastrophe of August 1883.

11, 1883, i.e. two weeks before the catastrophe, found four craters and several fumaroles. Nearby were a few small, and the two larger islands Verlaten Island and Lang Island. They all were remnants of the great primary volcano, which was destroyed in prehistoric time.

The most southeastern cone Rakata rose to a height of c. 800 metres above sea level. Mount Danan, probably a twin volcano, was about 400 m high, while Perbuwatan acc. to VERBEEK had a height of 100-120 m, but acc. to KEMMERLING of 250 m, evidently on account of the sketch of SALOMON MULLER (fig. 2 b).

Comparing it with the drawing of SALOMON MULLER we see, that the Swedish sketch was taken from the same direction, i.e. from the SE, as both show exactly the same

sequence of tops. The high left-hand cone is Mt. Rakata, and the two mountains to the right of it are respectively Danan and Perbuwatan (Perboewatan). The vault in the extreme right of the sketch of BRAAD must be Lang Island.

The indication NNO $\frac{1}{2}$ O in fig. 1 means, that the direction of bearings was $\frac{1}{2}$ point east of NNE, but it is excluded that the picture was taken from SSW, nor that it was taken from NNE.

I only know two older sketches of Krakatau. Both are found in « De eerste schipvaart der Nederlanders naar Oost



Fig. 2 b - The islands of Krakatau in 1836 acc. to a sketch of SALOMON MULLER, seen from SE (Pepper Bay).

Indië onder CORNELIS DE HOUTMAN, 1595-1597, d'eerste boeck bij WILLEM LODEWIJCKSZ » (the first voyage of the Dutch to the East Indies under CORNELIS DE HOUTMAN, 1595-1597, the first book by WILLEM LODEWIJCKSZ) of which a reprint appeared in 1915 as a publication of the « Linschoten Vereniging » (Linschoten Society). Those sketches are reproduced in fig. 3 and 4.

Fig. 3 is an orientation sketch showing Sumatra (1), Java and the islands in Sunda Straits. It is to be found on p. 61 of the above mentioned reprint of 1915. The sketch is made in the Sunda Straits on June 18, 1596. In the text the island 5 of fig. 3 is called Carcata and Cercata. I put an R to indicate Rakata, a D for Danan and a P for Perbuwatan.

In sketch fig. 4, which appeared on p. 59 of the reprint of 1915, R is Rakata again, while Danan and Perbuwatan run into each other, here indicated by a D. The uttermost right-hand island must be Verlaten Island, while Lang Island is indicated by 8. Both figures are taken from a place NE of Krakatau.

Comparing the sketches 1, 2 b and 3 with the map 2 a we see, that the shape of the volcano has been about the same between 1596 and 1883, which is comprehensible when

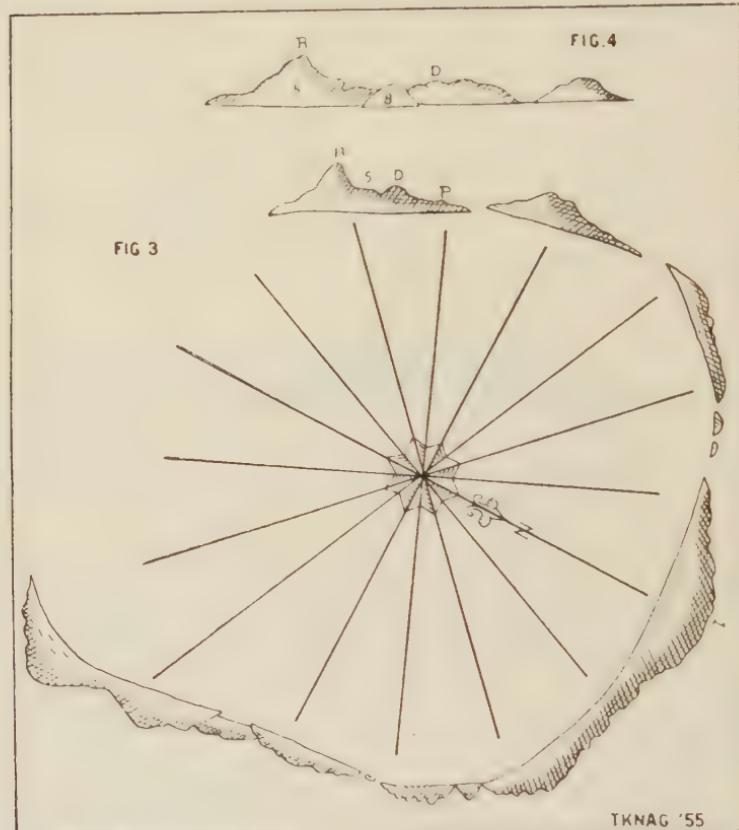


Fig. 3 & 4 - Orientation sketches of the surroundings of Sunda Straits in 1596, seen from a place NE of Krakatau.
(Kindly redrawn by the editors of the 'Tijdschrift van het Kon. Nederlands Aardrijkskundig Genootschap').

we think that the only and rather weak activity in that period were the eruptions which lasted from May 1680 till May 1681.

My friend and colleague W. A. PETROESCHEVSKY, who saw the sketch published by Colonel TORÉN and reproduced in the Koninklijk Nederlands Aardrijkskundig Genootschap, 1955,

p. 147, thought of the possibility that fig. 1 could have been a reflected image of an original drawing, which must have looked as is shown in fig. 5.

Colonel TORÉN, by whom I gathered information about the possibility of the above mentioned remark, declares that

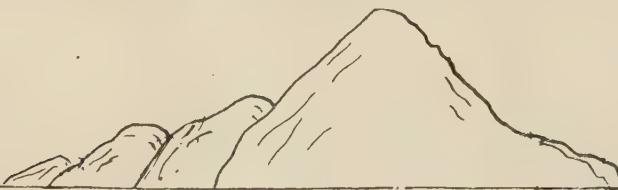


Fig. 5 - A sketch of Krakatau volcano, seen in the direction NNE, being a reflected image of fig. 1.

the picture he reproduced was a photographic reproduction of the sketch in BRAAD's book, now to be found at the Academy of Stockholm.

In fig. 5 the highest cone Rakata is on the right side, which is in harmony with the situation of the group of volcanoes, when seen in the direction NNE (NNO $\frac{1}{2}$ O). The cones seen from right to left are then: Rakata, Danan and Perbuwatan, while the most left-hand vault is Verlaten Island or Pulu Sertung, and not Lang Island.

Present position regarding the Catalogue of the active volcanoes of the World

Mr. Chairman, ladies and gentlemen,

Being appointed as editor of the *Catalogue of the active volcanoes of the World*, I should like to give you a short account of what has been reached in the passed year.

It was assumed that the local geologists of the different countries, who know their own volcanoes best, prefer to write their part of the Catalogue themselves. They indeed are the right men to do this work. Moreover it is understandable that these geologists would think it unpleasant when a stranger would interfere. Therefore my task is:

Firstly to get the necessary cooperators for the Catalogue, secondly to act as intermediary between these cooperators and the Secretary of the International Association of Vulcanology, which at present is Prof. SIGNORE at Naples, and thirdly to compile the failing parts of the Catalogue, if I did not find cooperators in due time.

Now I have the pleasure to tell you, that there are already so many cooperators, that I think it will be rather sure, that the Catalogue of all the active volcanoes and solfatara fields of the world will be ready in the five years, which are set out for this work.

As you know the volcanoes of the world are subdivided in 19 groups.

Group I are the volcanoes of the Mediterranean. Those of Italy will be described by the Italian vulcanologists. Prof. G. IMBÒ, of the Institute of Physical Research of the Earth at Naples, is describing Mt. Vesuvius and the Phleorean fields. He thinks to be ready at the end of next year. Prof. G. CUMIN, of the University of Catania, will compose the catalogue of the Etna, the volcanoes of the Lipari Islands and those round Sicily.

Prof. G. C. GEORGALAS, member of the Academy of Science at Athens, promised to write the catalogue of the volcanoes of Greece, and Prof. HAMIT NAFIZ PAMIR, of the Faculty of Science of the University of Istambul, those of Turkey. I have not yet certainty who will compile the data of the volcanoes of Iran.

The description of the volcanoes of Africa will be ready early next year. Mr. J. J. RICHARD, who visited nearly all the eruption centres of East Africa and of the Belgian Congo, already finished the description of the mountains of East Africa, and he will soon be ready with those of the Belgian Congo too. I myself am collecting data for the description of the volcanoes of Abyssinia and the one of Cameroon.

The same can be said of group 3, to which belong the volcanoes of Arabia and of the Indian Ocean, which I will finish in the course of next year.

Mr. J. HEALY, superintending geologist of New Zealand, wrote to me, that it was decided that he should prepare the list of the active volcanoes of group 4. Unfortunately only little is known of the Tonga, Kermadec and Samoa archipelagoes. Therefore the catalogue of these eruption centres will be rather incomplete.

Dr. N. H. FISHER, Chief Geologist of the Bureau of Mineral Resources at Canberra, already accepted the assignment of coordinating and composing the catalogue of group 5, containing the volcanoes of Papua, Schouten Islands, New Britain and the Solomon Islands.

As you know the catalogues of the volcanoes of group 6, being those of Indonesia, the Andaman Islands and Western New Guinea and of group 7, containing those of the Philippine Islands and of Cochin China are already published.

In order to get a description of the volcanoes of Japan I applied to Prof. T. MINAKAMI, of the Earthquake Research Institute at Tokyo, and to Prof. T. ISHIKAWA, of the Geological Institute of the University at Hokkaido. In August and September last year these gentlemen informed me, that a group of Japanese Scientists, namely the professors: H. KUNÔ, T. MINAKAMI, R. MOSIMOTO, K. YAGI, S. TANEDA, I. IWASAKI, T.

ISHIKAWA and some more were already preparing the catalogue of the volcanoes of Japan. These scientists want to include geophysical and geochemical data to the geological descriptions.

At my request the Japanese vulcanologists were willing to treat also group 9, being the volcanoes of the Kurile Islands.

Dr. S. I. TOMKEIEFF, reader in Mineralogy at Kings College Newcastle upon Tyne, has been found willing to describe the volcanoes of Kamchatka. As Professor V. VLODAVEZ from Moscow however remarked, that the catalogue of the volcanoes of Kamchatka and the Kurile Islands is already in preparation by the staff of the vulcanological laboratory of the Academy of Science of the U. R. S. S., and that these groups 9 and 10 of the catalogue will be ready in 1955 or 1956, we may expect these two parts from the Russian scientists.

Mr. R. COATS, of the Geological Survey of the United States, promised to write the catalogue of the volcanoes of group 11, that are those of Alaska and the Aleutian Islands, and Prof. HOWEL WILLIAMS, of the University of Berkeley (California), was so kind to promise a description of the volcanoes of the U. S. A.

Group 13, the Hawaiian volcanoes, will be prepared by Dr. G. MACDONALD, Director of the Hawaiian Volcano Observatory *).

The Geological Institute of the Universidad Nacional Autonomía de Mexico will do the work in that country; Dr. HELMUT MEYER-ABICH, of the Geological Survey of San Salvador, has been found willing to describe the volcanoes of Guatemala and Salvador, while Mr. A. R. McBIRNEY prepares those of Nicaragua and Costa Rica, also belonging to group 14.

Concerning the volcanoes of the Andes, group 15, I applied to the Universities of Buenos Aires, Mendoza and Santiago de Chile, and to the Instituto Geográfico Militar in Chile. Shortly Señor JORGE CUOMO of the Nacional Research

^o) It is already sent to Naples now (July 1955).

Institute of Natural Sciences at Buenos Aires wrote, that he was willing to give a description of the Argentine volcanoes.

The British volcanoes of the West Indian Islands, which are group 16, will be described by Mr. G. R. ROBSON, of the Volcanological Research at Trinidad, and the French ones by M. P. MOLAR, Director of the Observatory of Martinique.

Finally Dr. THORARINSSON and his staff will describe the volcanoes of Iceland and Jan Mayen, that is group 17, and I myself will do it of the volcanoes of group 18 and 19, which are the volcanoes of the Atlantic Ocean and of the Antarctic, and, as I hope, in cooperation with the experts of the Canary Islands, Cape Verde Islands and the Azores.

So you see, I found readiness to cooperate everywhere and I only hope no unexpected difficulties will prevent the execution of the work.

M. NEUMANN VAN PADANG

Rome, September 1954.

A. R. McBIRNEY

The Origin of the Nejapa Pits near Managua, Nicaragua

(With 3 text-figures)

Geological Setting

Like the great majority of the topographical features of western Nicaragua, the Nejapa Pits near Managua are marks of the intensive volcanic activity that has dominated the region during later Cenozoic times. Paralleling the Pacific coast from Cosegüina Peninsula to the southern end of Lake Nicaragua a magnificent line of some forty cones and craters forms one of the most active links in the American volcanic chain.

Starting near the Gulf of Fonseca with the remains of mighty Cosegüina, which in 1835 erupted with an explosion that was heard in Havanna, and following a straight south-easterly course as far as the Island of Ometepe where the five thousand foot cone of Concepción is in continual activity, the well aligned volcanoes present a striking sight that has impressed every traveler in this part of the new world since the time of the earliest Spanish explorers.

Without exception all of the recent Nicaraguan volcanoes fall into one of two general classes. The first, and by far the most common group is the Strombolian type, characterized by a steep sided structure of ash, cinders, and vesicular lava. This group includes the volcanoes El Viejo, Telica, Cerro Negro, Asosoca de Leon, Santa Clara, Momotombo, Chiltepe, Concepción, Madera, and a host of minor cinder cones. The activity of these volcanoes, which is often intermittent over many years, is normally solfataric, the volume of solid ejecta

being subordinate to that of steam and other gaseous elements.

The second group is of the krakatoan type usually characterized by a low, shield-like structure composed of successive layers of massive lava flows and a large, steep-walled collapse crater. These volcanoes have been notable for sudden, paroxysmal eruptions, usually culminating long periods of dormancy, during which enormous quantities of gas and pumice are ejected in the short period of a few days. At the final stage of such eruptions a cylindrical portion of the dome has usually collapsed into the vacated magma chamber forming a large, vertical-walled caldera. In this class we find Cosegüina, Apoyeque, Masaya, and Apoyo.

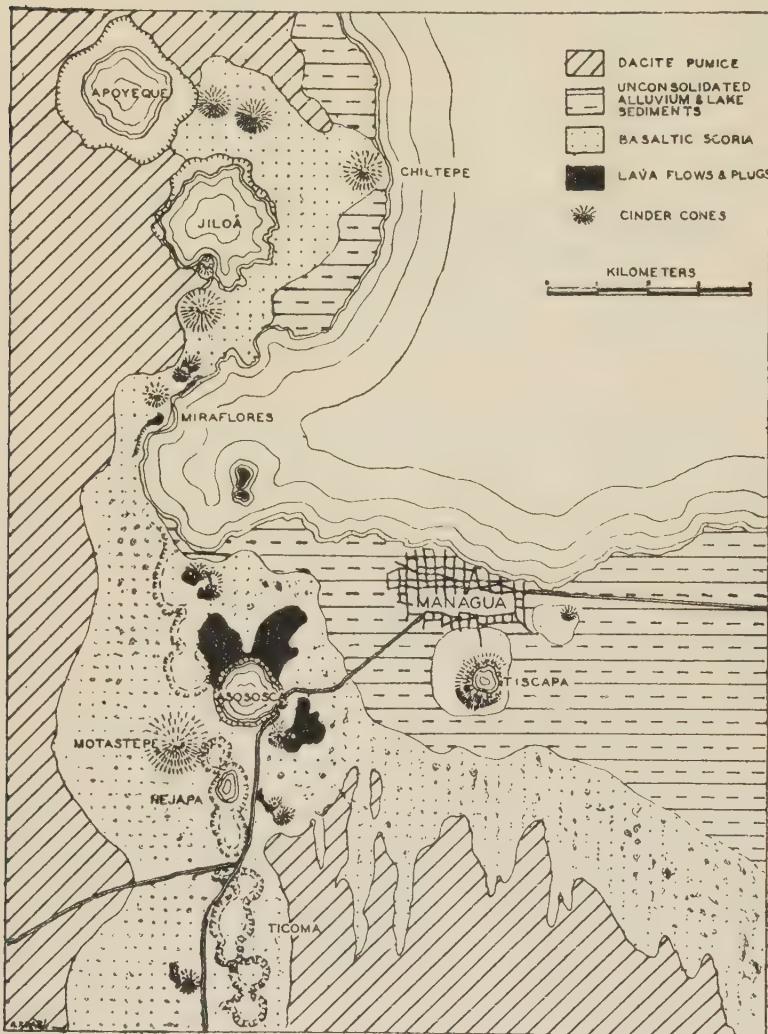
Both of these types of Nicaragua activity are essentially gaseous, the only difference being that in the first case the gas pressure is relieved more or less periodically through a «safety valve» vent, whereas in the more violent type a plugged vent has resulted in long accumulation of pressure which eventually rents the solid structure with explosive force.

One of the most remarkable characteristics of the Nicaraguan volcanoes in recent times has been the explosive nature of their activity. Although thick beds of massive basalt and andesite attest to an earlier stage in which lava flows were common, all recent eruptions have been exceptionally gaseous and have deposited scoriaceous cinder beds over the entire coastal plain. With the exception of infrequent effusions of highly vesicular aa lava it is safe to say that for at least several thousand years the only solid material erupted has been ash, cinders, and occasional accessory, fragmental debris.

Geology of the Managua Area

Within the Managua area (Map 1) conspicuous examples of the two types of activity are found. On Chiltepe Peninsula is Apoyeque, whose crater — one of the largest in Nicaragua — is clearly the result of subsidence following an explosive eruption. Measuring two and a half kilometers in

diameter and more than 400 meters in depth, the crater has precipitous walls, which reveal a series of basic lava flows



of great thickness, occasionally alternating with minor beds of oxidized scoria.

Prior to the collapse of the crater the volcano was probably a low dome some 700 meters in height. The slopes,

notably on the western side, are now covered with white dacite pumice containing lumps of the extremely porous material up to 10 cm. in size and rare fragments of black obsidian. These beds are no doubt deposits of glowing avalanches (*nuées ardentes*) which accompanied krakatoan activity culminating in the collapse of the crater around the central vent. The yellowish green water that now fills the crater to a depth of nearly 100 meters is occasionally seen churning with subsurface activity. Its waters are alkaline (pH 8.6) and are high in chlorides and carbonates of sodium and calcium.

Two satellite cones standing on the rim of Apoyeque were probably the result of mild activity following the climactic explosion. Another youthful cone, from which Chiltepe Peninsula takes its name, stands to the east near the lake shore.

The beautiful Lake Jiloá lies in a low rimmed crater on the southeast flank of Apoyeque. Somewhat younger than Apoyeque, it appears to be the source of the thick pumice beds exposed by road cuts to the south and the numerous large fragments lying on the surface throughout the area. Hot springs along the northern shore have given the water high chloride and carbonate contents. The lake owes its clear, blue color to millions of white shells of small gastropods that cover the bottom.

The section between Lake Jiloá and Lake Asososca is an intriguing one. Overlying a well defined fault are found several youthful cones, some antidiating and some more recent than the last pumice eruption on Chiltepe Peninsula. Near Miraflores a well exposed andesite plug or intrusion shows signs of lateral movement along this fault with the western block having been displaced northward.

The form of the bay included by the southwest corner of Lake Managua and the two Islas de Pajaros suggests another flooded caldera, but evidence is not conclusive. From the south shore of the lake runs a recent graben which is a prolongation of the series of circular or oval pits farther to the south.

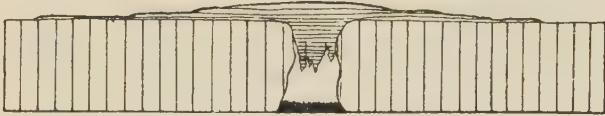
The Nejapa and Ticoma Collapse Pits

These eight coalescent pits, including that in which Lake Nejapa is found, are popularly supposed to be giant explosion

THE EVOLUTION OF THE NEJAPA PITS



1. FISSURE ERUPTION



2. SUBSIDENCE OF THE MAGMA AND GAS FLUXING



3. RUPTURE AND EJECTION OF FRAGMENTS



4. COLLAPSE

craters. This theory, however, is not tenable in view of certain apparent incongruities, the most important of which is their form. Ranging in diameter from 300 meters to nearly a kilo-

meter and in depth from one to two hundred meters, they have flat bottoms and, except where talus has formed, the walls are nearly vertical. Unlike the funnel-shaped form of explosion craters, these are essentially cylindrical depressions. Although fragmental blocks up to 300 cms. in size are strewn about the rims the total volume of this material is negligible in comparison with the volume of the pits. The fact that the blocks are unsorted and limited to a narrow margin never more than 200 meters in width indicates that they were ejected nearly vertically with a low velocity from a narrow fissure. Had the fragments originated from a central vent there would be a much wider distribution of the smaller debris with a gradual gradation of sizes in inverse ratio to the distance from the crater.

The walls reveal a series of thick basaltic lava flows which have been sheared vertically along arcuate fractures. There is no evidence of important radial faults. Had these solid beds been ruptured by an upward force the pattern of the fracturing would resemble the familiar design of a plate of safety glass that has been struck by a sharp blow. Dominant faults would radiate from the center, and secondary tangential cracks would be straight and discontinuous. The curved faults at Nejapa and Ticoma resemble the ovate cracks that develop on a frozen pond after the water level has dropped. They could be produced only by a downward force.

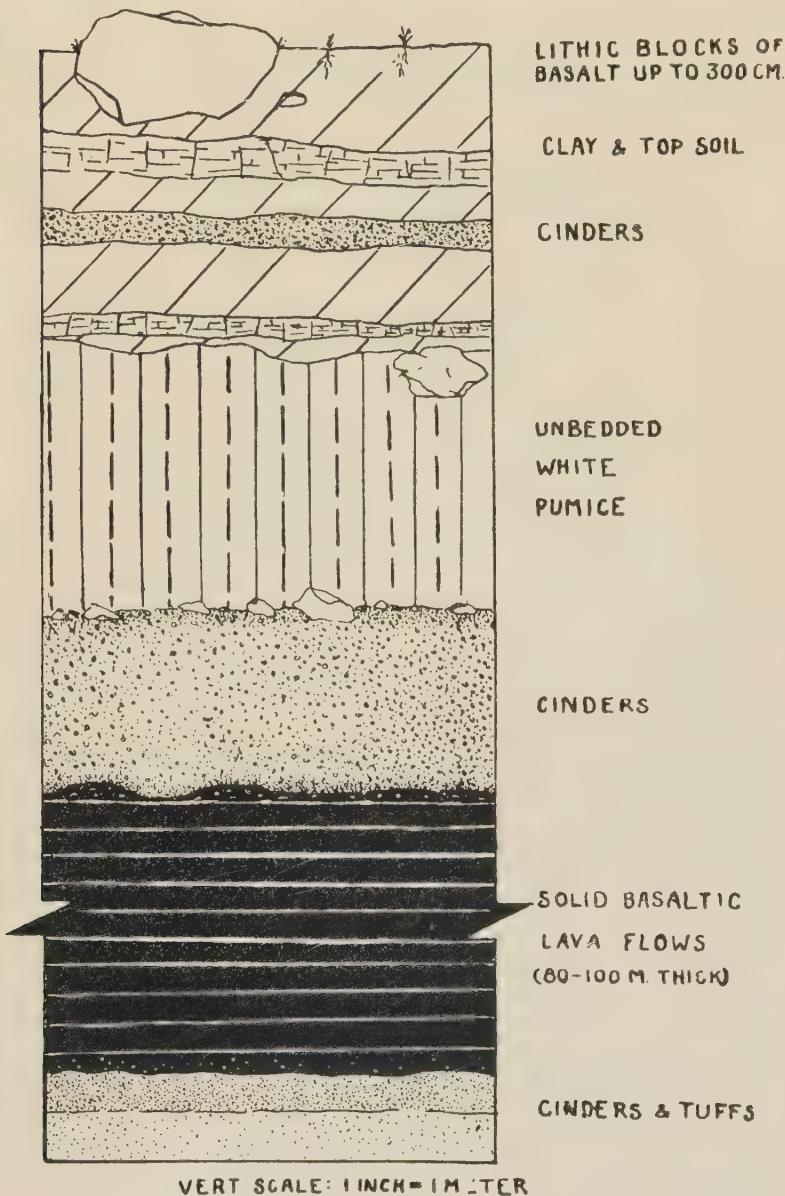
The stratigraphy of the area reveals that the sequences of events was somewhat as follows:

1. A fissure eruption along a fault running through the major axis of the present pits. The product of this eruption was the thick lava flow now seen in the walls of the pits. Following the eruption the underlying magma apparently receded slightly and fluctuated at a slightly lower level.

2. The appearance of six or seven cinder cones along the flanks of the fissure. A second rise of magma soon caused lava flows to break out from the cones and plug the vents.

3. Another recession of the magma level created a void beneath the site of the fissure eruption. High temperature

gases fluxed the rocks around the solid cores weakening the



overlying structure. One by one the roofs collapsed. With

the rupture the sudden release of gases carried fragments of the shattered rocks upward and scattered them about the rims. There was no ejection of fresh magma at this time.

4. Low temperature eruptions of lithic ash from the large cone of Motastepe continued after the collapse of the northern pits.

5. The passive collapse of the crater of Asososca occurred in a manner similar to that of the other pits.

At no time was there a true explosive eruption of importance. A prominent bed of white dacite pumice which lies between the lavas of the fissure eruption and the scorias of the later cinder cones might be interpreted as evidence of such an eruption; but the origin of this pumice is somewhere outside the Nejapa area, possibly within the Masaya caldera to the southeast. Insufficient exposures have made it impossible to determine with certainty the vent from which it came.

Fragments of diorite in a deep arroyo directly east of the Ticoma pits were traced to an agglomerate bed high on the crest of the Las Nubes Fault Scarp 10 kilometers to the south and proved to have no relation to the pits.

The largest and deepest of the pits now contains Lake Nejapa. The source of the small, shallow body of water appears to be largely, but not entirely, meteoric. The configuration of the water table bars the entrance of any considerable amounts of vadose water, although a certain amount of loss may occur through underground drainage. Most of the loss of water from the lake must be attributed to evaporation.

The abnormal temperatures (up to 41° C.) found at certain points in the lake, the high pH (9.9 to 10.0), the noticeable odor of hydrogen sulfide, the traces of fumarolic deposits, and the high chemical contents of the water all indicate that the lake is being fed by hot springs rising from lower depths. The total salinity of Lake Nejapa is about 38,167 ppm, compared with only 34,325 ppm, for sea water. To attain this degree of chemical concentration a gradual accumulation must be taking place through the inflow of mildly mineralized water and concurrent evaporation.

Table I
Analysis of Water from Lake Nejapa.
(analysis by the author)

	p.p.m.	percent
Na	12,750	33.5
K	3,380	8.9
Ca	120	.3
Mg	257	.7
Cl	9,846	25.8
SO ₄	2,112	5.5
B ₂ O ₃	—	—
HCO ₃	8,302	21.8
CO ₃	1,400	3.7
OH	—	—
Total	38,167	100.2

The chemical character of the water gives a clue to the origin of the springs that feed the lake. The most remarkable feature is the high alkalinity, which is due mainly to the dissolved HCO₃ and CO₃. The largest part of the salinity, however, consists of chlorides of sodium and potassium. In these respects the water differs little from that of Apoyeque, Jiloá or other crater lakes in Nicaragua which are known to be of volcanic origin.

Alkalinity in these cases is believed to indicate that the waters, if magmatic in origin, have been derived from a relatively deep seated source. Although the original gases accompanying volcanic emanations are acid by virtue of the presence of H₂, HCl, H₂S or H₂CO₃, in their long passage upward they attack minerals of the surrounding rocks reacting with the more soluble elements until the character of the solutions changes from acid to alkaline. The final result of this process depends on many variable factors but would logically resemble the composition of the water found in Lake Nejapa.

BIBLIOGRAPHY

McBIRNEY, A. R.: *Chemical Aspects of Fumarolic Activity in Nicaragua and El Salvador*. *Comunicaciones, Instituto Tropical de Investigaciones Cientificas, San Salvador* 1955.

SAPPER, K.: *Los Volcanes de la America Central*. Halle, 1925.

WILLIAMS, H.: *Geologic Observations on the Ancient Human Footprints near Managua, Nicaragua*. Carnegie Institution of Washington, Publication no. 596, 1952.

L. GLANGEAUD

Rapport sur le Centre de Documentation International de Paléovolcanologie

Depuis sa création par le Congrès international de Bruxelles, le Centre de Documentation international paléovolcanologique a passé par une phase préliminaire d'organisation.

1) **Organisation** — Cette phase a été plus longue qu'il n'avait été prévu par suite de difficultés financières et matérielles. En effet le Centre n'a reçu aucun crédit international et a dû vivre avec des moyens fournis par le Centre de Recherche Scientifique français et l'Université de Besançon. Il s'est immédiatement trouvé en face de problèmes complexes de fonctionnement, étant donné l'ampleur de la tâche entreprise. Aussi avons-nous estimé qu'avant d'envoyer des circulaires générales mettant les moyens du Centre à la disposition des organismes internationaux, il était nécessaire d'établir l'organisation de base. Celle-ci est en grande partie réalisée.

Le Centre sera installé, avec ses fichiers, à la Faculté des Sciences de Paris, à partir du 1^{er} Novembre 1955: Laboratoire de Géologie dynamique, I rue Victor Cousin Paris (V⁰). Un personnel lui permettant de fonctionner avait été réuni à Besançon. Il comprenait notamment:

1) une géologue traductrice pour les langues anglaise et allemande. Le fichier paléovolcanologique qu'elle avait commencé comprend déjà 600 fiches portant principalement sur les volcans quaternaires et pliocènes. Pour la documentation, des échanges de publications ont été organisés avec 350 organismes géologiques et universitaires.

2) une dactylographe spécialisée assumait la correspondance.

3) un géologue paléo-volcanologue. M. GRAVELLE, assistant de Minéralogie, apportait son concours technique.

4) une installation de reproduction photographique.

Nous espérons que le fonctionnement de notre Centre pourra être effectif et efficace à partir de 1956. Nous n'avons pas voulu en déclencher le fonctionnement avant d'avoir les moyens de répondre aux demandes (1).

Nous pensons expédier les circulaires, donner des détails de fonctionnement et les fiches types au début de l'année prochaine. Naturellement, quoique financé par la France, les documents réunis seront à la disposition de l'A.I.V. et de ses membres pour leurs travaux.

2) **Relations internationales** — Des correspondances ont été échangées avec un certain nombre de pays en vue de mettre au point l'organisation de Correspondants internationaux. Le choix de ceux-ci offre quelques difficultés étant donné que la Volcanologie n'a pas, dans beaucoup de pays, d'organismes officiels. C'est pourquoi nous avons émis, au Congrès d'Alger, les voeux ci-dessous et nous proposons qu'ils soient présentés au Congrès de Rome et envoyés aux organismes nationaux.

3) **Symposium** — La deuxième activité assurée par le Centre a été l'organisation d'un symposium à Alger, où de nombreuses communications ont été présentées et publiées dans un volume de 240 pages.

Les trois sujets suivants y ont été traités:

a) Manifestations volcaniques sous-marines et séries ophiolitiques.

b) Les séquences sialo-simiques des zones orogéniques.

c) Volcanisme néogène et quaternaire.

En outre le symposium a établi un programme de travail de paléovolcanologie pour les études futures.

(1) Ayant été nommé à la Sorbonne, toutes les lettres concernant le Centre de Documentation internationale de Paléovolcanologie devront être adressées au: Laboratoire de Géologie dynamique et Géographie physique, Faculté des Sciences, I rue VICTOR COUSIN, PARIS (V^e).

4) **Programme de travail proposé.**

A. PROBLÈMES LOCAUX

- a) Établissement de fiches type locales.
- b) Chronologie fine des éruptions. Dynamisme des volcans aériens et sous-marins anciens.
- c) Conditions *locales* du volcanisme et son importance en Paléovolcanologie. Existence de microcycles, relations avec la tectonique locale, relations avec les conditions hydrologiques et sédimentaires locales.

B. PROBLÈMES RÉGIONAUX

- a) Établissement de fiches type régionales.
- b) Évolution chronologique des provinces pétrographiques régionales.
- c) Existe-t-il des relations nettes entre l'évolution du volcanisme et la tectonique ?
- d) Est-il possible de prouver qu'il existe, dans certaines régions, deux mécanismes différents, l'un correspondant à la période de distension-relaxation, l'autre aux phases de compression ?
- e) À l'échelle régionale, la durée des macrocycles volcaniques dépend-elle de la durée des cycles orogéniques ?

C. PROBLÈMES MONDIAUX

- a) Établissement de statistiques mondiales.
- b) Existe-t-il, à l'échelle du monde, des relations entre les phénomènes tectoniques généraux (périodes orogéniques mondiales) et les phénomènes volcaniques généraux ?
- c) À l'échelle mondiale, existe-t-il des paroxysmes volcaniques mondiaux rigoureusement synchroniques sur toute la surface du globe ?
- d) Difficultés stratigraphiques présentées par la chronologie mondiale absolue: moyens de les résoudre.

5) Voeux proposés à l'Association Internationale de Volcanologie.

M. L. GLANGEAUD propose les voeux suivants:

- 1) Qu'une collaboration internationale active soit réalisée et appuie le travail du Centre de documentation paléovolcanique créé par l'Association internationale de Volcanologie à Bruxelles.
- 2) Que les études de Paléovolcanologie soient encouragées, dans toutes les nations, par les Gouvernements et les Universités.
- 3) Que des symposia réunissant des spécialistes variés, soient prévus à chaque Congrès pour établir des coordinations entre les données tectoniques, paléovolcanologiques et géophysiques, comme cela a eu lieu pour le symposium du COPEI, au Congrès de Bruxelles (1951) et pour le Congrès de Géologie d'Alger (1952).

OUVRAGES D' INTÉRÊT VOLCANOLOGIQUE

UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHISIQUE INTERNATIONALE - International Union of Geodesy and Geophysics.

BULLETIN D'INFORMATION DE L' U.G.G.I. - I.U.G.G. NEWS LETTER.

Publié par le Secrétaire Général G. LACLAVÈRE.

4^e Année - No. 10 - Juin 1955. Butterworths Scientific Publications, 88 Kingsway, London, W.C.2.

Prix du numéro: 800 Frs.

ANNALI DI GEOFISICA. - Rivista dell' Istituto Nazionale di Geofisica, fondata da ANTONINO LO SURDO.

Vol. VIII - Anno 1955. Istituto Nazionale di Geofisica, Città Universitaria, Roma.

LA RICERCA SCIENTIFICA. - Rivista del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Anno 25^o, 1955. Pubblicazione mensile. Roma, Piazzale delle Scienze 7.

BULLETIN VOLCANOLOGIQUE DU LABORATOIRE DE VOLCANOLOGIE. - Académie des Sciences de l' URSS.

Nos. 22, 23, Moscou 1954.

VERHANDLUNGEN DER SCHWEIZERISCHEN NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT. 132. Versammlung, Bern 1952.

Kommissionverlag H. R. Sauerländer & Cie., Aarau.
(Für Mitglieder beim Sekretariat, Musée zoologique, Lausanne).

BARTH TOM F. W. - *Vulkanologie und Geochemie der Geysire und heissen Quellen Islands.*

VUAGNAT M. - *Les « coussins » des coulées pré-étnéennes des environs de Catane (Sicile).*

BARTH TOM F. W. - *Orogeny and Geochemistry.*

BULLETIN OF THE GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE. - Ministry of Construction, Japan.

Vol. III, Part. I, June 1952.

Geographical Survey Institute. - *Re-survey of the South-western Part of Japan after the Great Nankaido Earthquake of 1946.* pp. 31-118, 3 plates.

TRANSACTIONS AMERICAN GEOPHYSICAL UNION. - By the National Research Council of the National Academy of Sciences, Washington, D. C.

MAXWELL J. C. and VERRAL P. - *Expansion and Increase in Permeability of Carbonate Rocks on Heating.* Vol. 34, No. 1, February 1953.

WERENSKIOLD W. - *Faults and Volcanoes.* Ib. Ib.

RUSSELL R. D., FARQUHAR R. M., CUMMING G. L. and WILSON J. TUZO - *Dating Galenas by Means of Their Isotopic Constitutions.* Vol. 35, No. 2, April 1954.

FRIES C., Jr., and GUTIÉRREZ C. - *Activity of Paricutin Volcano during the Year 1952.* Vol. 35, No. 3, June 1954.

Appendix F. - *Minutes of the Annual Meeting of 1954, Section of Volcanology, American Geophysical Union.* Ib. Ib.

DAMON P. E. - *An Abundance Model for Lead Isotopes Based upon the Continuous Creation of the Earth's Sialic Crust.* Vol. 35, No. 4, August 1954.

MACHADO F. - *Earthquake Intensity Anomalies and Magma Chambers of Azorean Volcanoes.* Vol. 35, No. 5, October 1954.

BULLEN K. E. - *On the Homogeneity, or Otherwise, of the Earth's Upper Mantle.* Ib. Ib.

NUTTLI OTTO W. - *The P Wave and the Earth's Core.* Vol. 35, No. 6, Part I, December 1954.

UNIVERSITY OF CALIFORNIA PUBLICATIONS IN GEOLOGICAL SCIENCES. - University of California Press, Berkeley and Los Angeles.

WILLIAMS H. - *Volcanic History of the Meseta Central*

Occidental, Costa Rica. Vol. 29, No. 4, pp. 145-180, 2 maps, 1952.

CURTIS GARNISS H. - *Mode of Origin of Pyroclastic Debris in the Mehrten Formation of the Sierra Nevada.* Vol. 29, No. 9, pp. 453-502, plates 35-45, 4 figures in text, 1954.

HIGGS DONALD V. - *Anorthosite and Related Rocks of the Western San Gabriel Mountains, Southern California,* Vol. 30, No. 3, pp. 171-222, plates 19-29, 17 figures in text, 1 map, 1954.

ANNALES GÉOLOGIQUES DE LA PÉNINSULE BALKANIQUE.

Rédacteur Dr KOSTA V. PETROVIĆ.

Tome XXII, Belgrade 1954.

MILOJEVIĆ N. - *Les Sources thermominérales de Sijarinska Banja.* Résumé.

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE.

Compte Rendu Sommaire des Séances.

No. 5 - Séance du 7 mars 1955. Paris.

DENAHEYER MARCEL E. - *Lignes structurales et éruptives récentes des Virunga.* Communication orale.

VIERTELJAHRSSCHRIFT DER NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT IN ZÜRICH.

Herausgegeben von HANS STEINER. Druck und Verlag Gebr. Fretz Ag, Zürich.

Jahrgang 99, Heft 4, 31 Dezember 1954.

DAUVILLIER A. (Collège de France, Paris) - *La structure interne de la Terre.* (Avec 9 figures dans le texte).

GEOFISICA E METEOROLOGIA. - Bollettino della Società Italiana di Geofisica e Meteorologia, Genova.
Vol. III (1955) N. 3.

IMBÒ G. - *Considerazioni sulle temperature di irrigidimento dei prodotti vesuviani del marzo 1944.*

MATSCHINSKI M. - *Genesi dei continenti, delle montagne e delle catene vulcaniche.*

MACDONALD GORDON A. and WENTWORTH CHESTER K. -
HAWAIIAN VOLCANOES DURING 1951.

A Contribution to general Geology.

Geological Survey Bulletin 996-D, IV-75 pages, with
18 text-figures. United States Government Printing
Office, Washington, 1954.

MACDONALD GORDON A. and WENTWORTH CHESTER K. - **THE
TSUNAMI OF NOVEMBER 4, 1952, ON THE ISLAND OF
HAWAII.**

Reprinted from Bulletin of the Seismological Society
of America, Vol. 44, July 1954, No. 3.

WENTWORTH CHESTER K. - **THE PHYSICAL BEHAVIOR OF BASALTIC
LAVA FLOWS.**

Reprinted from the Journal of Geology, Vol. 62, no. 5,
September 1954.

MACDONALD GORDON A. - **PHILIPPINE VOLCANOES.**

Reprinted from Proceedings of the Hawaiian Academy of Science, 1953-1954, p. 16. Published by the University of Hawaii.

SMITH J. V. - **A REVIEW OF THE AI-O AND Si-O DISTANCES.**

Reprinted from Acta Crystallographica, 1954, Vol. 7,
pp. 479-481. Papers from the Geophysical Laboratory,
Carnegie Institution of Washington, No. 1223.

CHAYES F. - **DISCUSSION EFFECT OF CHANGE OF ORIGIN ON MEAN
AND VARIANCE OF TWO-DIMENSIONAL FABRICS.**

Reprinted from American Journal of Science, Vol. 252,
September 1954, pp. 567-570. Papers from the Geophysical Laboratory Carnegie Institution of Washington, No. 1224.

SMITH J. V. and SAHAMA Th. G. - **DETERMINATION OF THE COM-
POSITION OF NATURAL NEPHELINES BY AN X-RAY METHOD.**

Reprinted from the Mineralogical Magazine, London,
September 1954, Vol. XXX, No. 226, pp. 439-449.
Papers from the Geophysical Laboratory, Carnegie
Institution of Washington, No. 1226.

MOREY GEORGE W. - THE BINARY SYSTEM NaPO_3 - KPO_3 AND $\text{K}_4\text{P}_2\text{O}_7$ - KPO_3 .

Reprinted from the Journal of the American Chemical Society, 76, 4724, 1954. Papers from the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, No. 1227.

YODER H. S. and EUGSTER H. P. - PHLOGOPITE SYNTHESIS AND STABILITY RANGE.

Reprinted from Geochimica Acta, Vol. 6, No. 4, pp. 157-185, 1954. Papers from the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, No. 1228.

MOREY GEORGE W. - SILICA AND INORGANIC SILICATES.

Reprinted from Encyclopedia of Chemical Technology, Vol. 12, pp. 268-303, 1954. Papers from the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, No. 1229.

SCHAIRER J. F. - THE SYSTEM K_2O - MgO - Al_2O_3 - SiO_2 : I, RESULTS OF QUENCHING EXPERIMENTS ON FOUR JOINS IN THE TETRAHEDRON CORDIERITE - FORSTERITE - LEUCITE - SILICA AND ON THE JOIN CORDIERITE - MULLITE - POTASH FELDSPAR.

Reprinted from the Journal of the American Ceramic Society, 37, (11), pp. 501-533, 1954. Papers from the Geophysical Laboratory, Carnegie Institution of Washington, No. 1230.

GRANGE L. I. - PROSPECTING FOR RADIOACTIVE MINERALS IN NEW ZEALAND.

New Zealand Geological Survey (Department of Scientific and Industrial Research), 1955.
28 pages, with 1 fig. and 2 geological maps.

Catalogue of the active volcanoes of the world including solfatara fields

Part I. INDONESIA. - By M. NEUMANN VAN PADANG.
1951, 271 pp., 117 figs. Price \$ 5.00.

Part II. PHILIPPINE ISLANDS AND COCHIN CHINA. -
By M. NEUMANN VAN PADANG.
1953, X × 50 pp., 16 figs. Price \$ 3.60.

En préparation :

Part III. HAWAIIAN ISLANDS. - By Dr. GORDON A. MACDONALD.

CONDITIONS GÉNÉRALES DE VENTE

- 1) Les commandes sont à adresser à: M. LE SECRÉTAIRE DE L'ASSOCIATION INTERNATIONALE DE VOLCANOLOGIE - Prof. Francesco SIGNORE - Via Tasso 199 - *Napoli* (Italie).
- 2) L'envoi est fait par les soins du Secrétariat dès réception du paiement par virement au: « Conto corrente n. 582 presso Banco di Napoli, Agenzia n. 4 (Vomero) Napoli, intestato al Segretario generale dell'Associazione Internazionale di Vulcanologia, Professore Francesco Signore » ou par chèque au Prof. Francesco Signore.

S O M M A I R E

A. RITTMANN - <i>Sur une enclave volcanique trouvée par A. Amstutz dans les Pennides</i> (Avec 2 planches)	pag. 3
G. R. ROBSON & P. L. WILLMORE - <i>Some heat measurements in West Indian soufrières</i> (With 6 text-figures and 4 plates)	> 13
MILJENKO BULJAN - <i>Deep Submarine Volcanisms and the Chemistry of Ocean</i> (With 3 figures)	> 41
L. BARRABÉ - <i>Quelques observations sur la nature et l'âge des manifestations volcaniques des Petites Antilles Françaises</i>	> 57
E. BRUET - <i>Premiers résultats des sondages effectués en Guadeloupe Volcanique par l'Électricité de France. Enclave dans une Bombe</i>	> 69
BERNARD GÈZE - <i>Le volcanisme des Causses et du Bas-Languedoc (France)</i> (Avec 4 figures dans le texte et 1 carte)	> 73
J. JUNG et R. MICHEL - <i>Caractères pétrographiques et magmatiques du Volcanisme de l'Auvergne</i> (Avec 6 figures)	> 91
LUDOVICO SICARDI - <i>Captazione ed analisi chimica dei gas della esalazione solfidrico-solfatrica dei vulcani in fase solfatarica</i> (Con 1 figura)	> 107
A. R. MCBIRNEY - <i>Thoughts on the Eruption of the Nicaraguan Volcano Las Pilas</i> (With 2 plates)	> 113
FREDERICO MACHADO - <i>The Fracture Pattern of Azorean Volcanoes</i> (With 4 figures)	> 119
P. BORDET - <i>Les cratères d'explosion de l'Ahaggar (Sahara central)</i> (Avec 1 fig.)	> 127
M. NEUMANN VAN PADANG - <i>A Swedish Sketch of the Island of Krakatau in 1748</i> (With 4 figures)	> 135
M. NEUMANN VAN PADANG - <i>Present position regarding the Catalogue of the active volcanoes of the World</i>	> 141
A. R. MCBIRNEY - <i>The Origin of the Nejapa Pits near Managua, Nicaragua</i> (With 3 text-figures)	> 145
L. GLANGEAUD - <i>Rapport sur le Centre de Documentation International de Paléovolcanologie</i>	> 155
<i>Ouvrages d'intérêt volcanologique</i>	> 159

2. of Hawg

